GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA

33° convegno nazionale

Bologna

25-27 novembre 2014

Palazzo della Regione

ATTI

Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

ISTITUTO NAZIONALE DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE

RegioneEmilia-Romagna

GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA

33°Convegno Nazionale
Atti - Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

Comitato organizzatore

D. Slejko
D. Albarello
A. Argnani
F. Bianco
E. Cardarelli
A. Del Ben
D. Di Bucci
M. Dolce
E. Eva
G. Florio
P. Galli
A. Manzella
L. Martelli
P. Mazzucchelli
G. Naso
F. Pacor
R. Petrini
V. Socco
U. Tinivella

ISBN 978-88-940442-0-1 collezione completa
ISBN 978-88-940442-2-5 questo volume

A cura di: D. Slejko, A. Riggio, D. Albarello, D. Di Bucci, M. Dolce, L. Martelli, G. Naso, F. Pacor

Con la collaborazione di: M. Bobbio e P. Giurco

Copertina: M. Sedmach

Impaginazione:
Stella - Arti grafiche, Trieste

Stampa: Centro Stampa della Regione Emilia-Romagna, Bologna

Finito di stampare nel mese di novembre 2014

Ancora in giro per l'Italia. I giorni di Roma sono lontani nel tempo e Trieste è subentrata come sede frequente del convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS) intervallata da altre città che hanno ospitato il congresso. E così, dopo Prato e Potenza, è Bologna che si è offerta per organizzare quest'anno il convegno. Si potrebbe dire che il congresso GNGTS ha trovato una collocazione ideale presso il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia – Romagna, sancendo l'interesse che gli studi geofisici rivestono per l'apparato amministrativo.

L'ubicazione relativamente baricentrica di Bologna dovrebbe favorire l'affluenza dei ricercatori, anche se i fondi sempre limitati destinati alla ricerca condizionano da anni la partecipazione. I presupposti per una buona riuscita del convegno ci sono, visto l'alto numero di note ricevute per la presentazione e il numero di pre-iscritti che un mese prima del convegno ha già superato le 230 unità.

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. Pertanto anche quest'anno 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. È doveroso segnalare l'interesse che l'argomento sismologico riveste da alcuni anni e che si manifesta in maniera decisa con l'elevato numero di relative presentazioni che spaziano dall'individuazione di faglie potenzialmente attive e lo studio di particolari terremoti alle stime di pericolosità sismica e di risposta locale per giungere alle ricadute in termini normativi atti a salvaguardare la sicurezza di persone e cose nel caso di terremoto.

Anche quest'anno è stata fatta la scelta di raccogliere note estese (ma non troppo) a formare gli atti del convegno. Ricordiamo che questa scelta è stata dettata dalla necessità di produrre un volume utilizzabile per la valutazione ufficiale dell'attività scientifica dei ricercatori e degli enti. Il presente volume raccoglie ben 138 note, delle 234 che verranno presentate al convegno. Si tratta di una percentuale (59%) 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

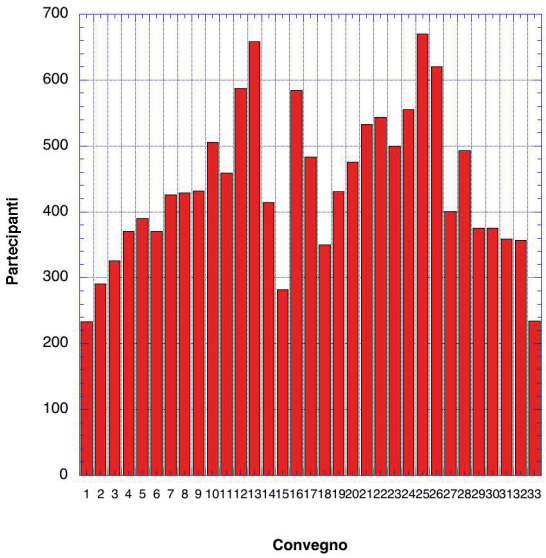


Fig. 1 – Numero di partecipanti ai convegni GNGTS. Il primo convegno si è tenuto nel 1981 e, in seguito, ha avuto cadenza annuale con l'eccezione del 1982. Il numero dei partecipanti all'ultimo convegno è aggiornato ad un mese prima dell'inizio del convegno stesso.

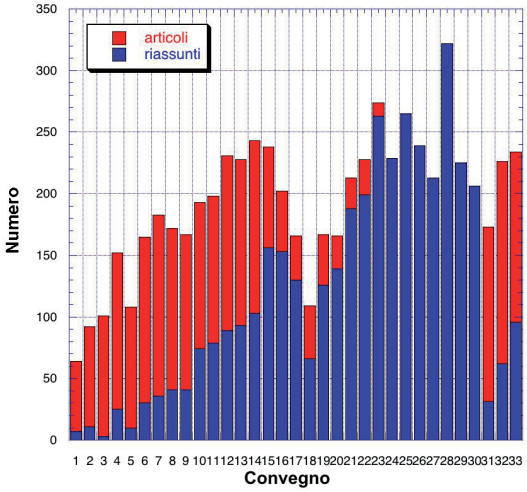


Fig. 2 – Numero di note presentate nei convegni GNGTS. Fino al 2004 è stato pubblicato il volume (dal 1997 sotto forma di CD-Rom) degli atti del convegno contenente in forma estesa le note presentate (barre rosse). In seguito, si è deciso di pubblicare soltanto il volume dei riassunti estesi (barre blu).

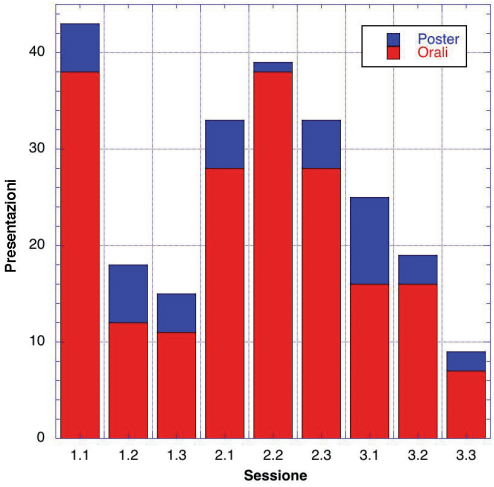


Fig. 3 – Numero di note presentate nelle varie sessioni del 33° convegno. Vengono indicate le comunicazioni orali con il colore rosso e quelle in forma di poster con il colore blu.

materiale presentato. La notevole mole di materiale da stampare ha fatto confermare la scelta di suddividere gli atti in tre volumi, ciascuno dei quali raccoglie le note relative ad uno dei tre temi. Molte note (83) sono in lingua inglese: ciò permette una diffusione del presente volume anche all'estero. Delle 234 note in programma, ben 194 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 14° 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, Francesca Bianco, Ettore Cardarelli, Anna Del Ben, Daniela Di Bucci, Mauro Dolce, Elena Eva, Giovanni Florio, Paolo Galli, Adele Manzella, Luca Martelli, Paolo Mazzucchelli, Giuseppe Naso, Francesca Pacor, Riccardo Petrini, Valentina Socco e Umberta Tinivella), che hanno proposto e organizzato le varie sessioni e hanno curato il referaggio dei testi, ed alla Segreteria Organizzativa (Anna Riggio, Muzio Bobbio, Paolo Giurco), che ha raccolto e preparato tutto il materiale qui stampato. Desideriamo 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, la Giunta della Regione Emilia - Romagna, che ha accordato i suoi locali, e Paola Barchiesi, Simonetta Scappini, Francesco Marucci, nonché la segreteria del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli, che hanno curato tutti gli aspetti logistici.

Dario Slejko e Luca Martelli

"...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" - 2014

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 CO2, 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.

Nel 2013 i vincitori sono stati: **Giuseppe Pezzo**, per il lavoro ***"Fault activity measurements from InSAR space geodesy: the fundamental role of geological constraints for correct data interpretation and analytical fault modeling"***, **Giovanni Rinaldin**, per il lavoro ***"Effectiveness of the N2 Method for the seismic analysis of structures with different hysteretic behaviour"*** e **Daniele Sampietro**, per il lavoro ***"Il modello GEMMA: realizzazione, validazione e distribuzione"***, selezionati su 28 candidati.

Quest'anno i lavori presentati sono 18. Purtroppo si è registrato un calo nelle domande per il tema 1, di cui cercheremo di capire le cause. 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 (26 novembre 2014).

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

Indice

Lectio Magistralis XIII

GIUSEPPE MERCALLI *"MAESTRO DOTTO, MODESTO E GENEROSO"*
A. Tertulliani XV

Tema 2 - Caratterizzazione sismica del territorio 1

sessione 2.1 - Pericolosità sismica di lungo, medio e breve termine 3

ON THE INFULENCE OF GROUND MOTION PREDICTIVE EQUATIONS ON PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ANALYSIS, PART 1: EFFECT OF HORIZONTAL GROUND SHAKING DEFINITION
S. Barani, D. Albarello, D. Spallarossa, M. Massa 5

ON THE INFULENCE OF GROUND MOTION PREDICTIVE EQUATIONS ON PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ANALYSIS, PART 2: TESTING AND SCORING PAST AND RECENT ATTENUATION MODELS
S. Barani, D. Albarello, M. Massa, D. Spallarossa 10

SAPPIAMO DAVVERO TUTTO SULLA STORIA SISMICA ITALIANA? QUALCHE DUBBIO
Gruppo di lavoro sismologia storica e macrosismologia 16

RUMBLES AND MISTPOEFFERS IN VAL PELLICE (WESTERN PIEDMONT) WITH AND WITHOUT EARTHQUAKES: A COMPARISON BETWEEN RADON 222 AND INFRASOUNDS MONITORING AND UNUSUAL ANIMAL BEHAVIORS
G. de Liso, A. Viotto 21

POSITIVE CORRELATION BETWEEN STRONG INDONESIAN AND PHILIPPINE REGION EARTHQUAKES AND NOAA SATELLITE LOW L-SHELL ELECTRON BURSTS
C. Fidani 27

SEISMIC HAZARD MAP IN THE UMBRIA AND MARCHE REGIONS: FROM THE PRESENT UNDERESTIMATED ASSESSMENT TO A NEW MORE RELIABLE EVALUATION
E. Mantovani, M. Viti, D. Babbucci, N. Cenni. 35

PROPOSTA PRELIMINARE PER UNA NUOVA ZONAZIONE SISMOGENETICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE E AREE LIMITROFE
L. Martelli, F. Sani, M. Bonini, G. Corti 42

INPUT ACCELEROGRAMS AND EXPECTED ACCELERATIONS FOR SOME DAM SITES IN SOUTHERN ITALY
A. Rebez, D. Sandron, M. Santulin, L. Peruzza, A. Tamaro, M. Eusebio, M. Mucciarelli, D. Slejko 48

PRIMA ANALISI DEI DATI DI RADON INSERITI NELLA BANCA DATI DEL PROGETTO S3
A. Riggio, M. Santulin, A.Tamaro
con il contributo di: G. Barile, G. Deantoni, G. de Liso, A. Fiaschi, G. Immè, R. Mineo, D. Morelli, N.M. Pagliuca 58

NEW METHODOLOGY FOR LOSS SIMULATION SCENARIOS VALIDATED WITH RECENT ITALIAN EARTHQUAKES
F. Sabetta, R. Ferlito, T. Lo Presti, M.G. Martini, M. Picone 65

COULD LARGE VERTICAL GROUND MOTIONS OCCUR IN NE ITALY?
M. Santulin, A. Tamaro, S. Grimaz, P. Malisan, D. Sandron, A. Rebez, M. Mucciarelli, D. Slejko 70

REVISION OF SEISMIC HAZARD IN EMILIA-ROMAGNA BASED ON A NEW SEISMOGENIC ZONATION OF THE NORTHERN APENNINES
M. Santulin, A. Tamaro, A. Rebez, L. Martelli, F. Sani, M. Bonini, G. Corti, D. Sandron, D. Slejko 78

ELECTRICAL OSCILLATIONS RECORDED BY CIEN STATIONS AT TIME OF TWO SEISMIC SWARMS IN THE UMBRIA REGION, CENTRAL ITALY, IN 2013-2014
P.M. Siciliani, C. Fidani, D. Marcelli, M. Arcaleni, S. Tardioli 87

APPLYING ROBUST SATELLITE TECHNIQUES (RST) TO MEDIUM-SHORT TEMPORAL SCALE MONITORING OF SEISMIC HAZARD IN ITALY: PRELIMINARY RESULTS ACHIEVED IN THE FRAMEWORK OF THE INGV-DPC-S3 PROJECTS
V. Tramutoli, R. Corrado, I.Coviello, C. Filizzola, N. Genzano, M. Lisi, G. Sileo, R. Paciello, N. Pergola, V. Satriano 92

EARTHQUAKE PREDICTIONS IN ITALY BY PROBABILISTIC APPROACHES: MAIN LIMITATIONS
M. Viti, N. Cenni, D. Babbucci, E. Mantovani 98

sessione 2.2 - Effetti di sito e microzonazione sismica 105

IN-SPECTOR: UN SOFTWARE DI SUPPORTO ALLA SELEZIONE DI ACCELEROGRAMMI NATURALI SPETTROCOMPATIBILI PER ANALISI GEOTECNICHE E STRUTTURALI
G. Acunzo, A. Pagliaroli, G. Scasserra 107

UNA PROCEDURA PER LA VALUTAZIONE DELLA MAGNITUDO DI RIFERIMENTO PER LO STUDIO DELLA LIQUEFAZIONE
D. Albarello 114

SITE EFFECTS ALONG THE SOUTHERN FLANK OF THE L'AQUILA TERRACE
S. Amoroso, D. Di Naccio, G. Di Giulio, M. Vassallo, G. Milana 122

DALLA MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 1 ALLE ANALISI DI MODELLAZIONE DI LIVELLO 3: IL COMUNE DI BARBERINO DI MUGELLO (FI)
M. Baglione, P. Fabbroni, V. D'Intinosante, G. Vannucchi, C. Madiai, J. Facciorusso, E. Gargini 128

STATO DI AVANZAMENTO DEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DELLA REGIONE TOSCANA: ESPERIENZE E CRITICITÀ
M. Baglione, P. Fabbroni, V. D'Intinosante 137

PROGRAMMA DI MICROZONAZIONE SISMICA IN ITALIA: CONSIDERAZIONI PRELIMINARI SUI DATI RACCOLTI
S. Castenetto, F. Bramerini, G. Naso, P. Imprescia 142

L'IMPATTO DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA ORIGINALE SUGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DI PRIMO LIVELLO: IL CASO DI FRANCOFONTE (SICILIA SUD-ORIENTALE)
S. Catalano, F. Pavano, G. Romagnoli, G. Sturiale, A. Torrisi, G. Tortorici 150

VALUTAZIONE DEI FENOMENI DI AMPLIFICAZIONE SISMICA IN UNA VALLE ALPINA DEL TRENTINO: IL CASO STUDIO DI CANAZEI
M. Compagnoni, G. Di Capua, A. Franceschini, G. Milana, F. Pergalani, A. Viganò 158

ANALISI DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE DELL'AREA PRODUTTIVA "PICCOLA E MEDIA INDUSTRIA" DI FERRARA
A cura del gruppo di lavoro Confindustria Emilia-Romagna, Unindustria Ferrara e Regione Emilia-Romagna:
A. Colombi, S. Curli, G. Ercolessi, G. Loffredo, L. Martelli, F. Minghini, E. Stevanin, T. Veronese, D. Zanetti 165

DEFINIZIONE DEL MODELLO INTEGRATO DI SOTTOSUOLO PROPEDEUTICO ALLA REALIZZAZIONE DI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 NEL CENTRO ABITATO DI FIVIZZANO (MS)
V. D'Intinosante, G.D.L. Fivizzano 173

STUDIO DELLA RISPOSTA DI SITO IN UN'AREA DEL BASSO VERSANTE MERIDIONALE DEL M.TE ETNA (SICILIA) FINALIZZATA ALL'INDIVIDUAZIONE DEGLI EFFETTI DI DIREZIONALITÀ
F. Fazio, S. Grassi, G. Rannisi, S. Imposa 180

APPROCCIO STORICO MULTI-LIVELLO COME SUPPORTO ALLA CONOSCENZA DEGLI EFFETTI ATTESI: ESITI PRELIMINARI DAI DUE TEST SITE DI MURO LUCANO E TITO (POTENZA)
F.T. Gizzi, M.R. Potenza, C. Zotta 186

CONSIDERAZIONI SULLA SCELTA DELLA MAGNITUDO NELLE ANALISI DI LIQUEFAZIONE CON METODI SEMPLIFICATI
G. Lanzo, A. Pagliaroli, G. Scasserra 196

DETAILED GEOPHYSICAL AND GEOLOGIC STUDY IN THE LAMPEDUSA ISLAND: SIMIT PROJECT
G. Lombardo, F. Panzera, V.V. Salamanca, S. Sicali, N. Baldassini, G. Barreca, A. Di Stefano, C. Monaco, S. D'Amico 203

CALCOLO DELL'H/V CON UN MODELLO DEL CAMPO COMPLETO DELLE VIBRAZIONI AMBIENTALI BASATO SU UNA DISTRIBUZIONE DI SORGENTI SUPERFICIALI SPAZIALMENTE CORRELATE
E. Lunedei, D. Albarello 210

LE SCHEDE GEO: UNO STRUMENTO OPERATIVO PER LA VERIFICA DEI FENOMENI COSISMICI NELLA PRIMA EMERGENZA SISMICA
P. Marsan, Gruppo di lavoro Schede GEO, F. Bramerini, C. Conte 217

LA METODOLOGIA SMAV PER LA VALUTAZIONE SPEDITIVA DELL'OPERATIVITÀ STRUTTURALE DEGLI EDIFICI STRATEGICI
F. Mori, D. Spina, G. Acunzo 224

CARATTERIZZAZIONE DEI SITI DELLE STAZIONI ACCELEROMETRICHE DEL TERRITORIO NAZIONALE
M. Moscatelli, E. Peronace, G. Naso, M. Coltella, V. Scionti, A. Pagliaroli, L. Luzi, F. Pacor, R. Puglia, C. Felicetta, M. D'Amico, D. Albarello, R. Gallipoli, M. Mucciarelli e Gruppo di Lavoro GEORAN 231

A LARGE SCALE AMBIENT VIBRATION SURVEY IN THE AREA DAMAGED BY MAY-JUNE 2012 SEISMIC SEQUENCE IN EMILIA ROMAGNA, ITALY
E. Paolucci, D. Albarello, S. D'Amico, E. Lunedei, L. Martelli, M. Mucciarelli, D. Pileggi 239

L'AMPLIFICAZIONE DEL MOTO SISMICO NEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA E NELLE NORME TECNICHE DELLE COSTRUZIONI
F. Pergalani, M. Compagnoni, T. Sanò, G. Naso 246

GROUND MOTION AMPLIFICATION AT SITES WITH PRONOUNCED TOPOGRAPHY: THE CONTROVERSIAL ROLE OF LOCAL GEOLOGY
M. Pischiutta, A. Rovelli 253

FIRST LEVEL SEISMIC MICROZONING OF SULMONA (CENTRAL ITALY): MAJOR RESULTS AND EVIDENCES OF 2D/3D AMPLIFICATION
A. Pizzi, L. Luzi, F. Galadini, E. Miccadei, E. Piacentini, G. Pipponzi, A. Di Domenica, M. Basi, R. Carrozzo, C. Di Nisio, A. A. Gomez-Capera, M. Massa, R. Puglia, G. Scarascia Mugnozza, M. Sciarra, T. Urbano 261

MICROZONAZIONE SISMICA: PROPOSTA DI LINEE GUIDA PER LA GESTIONE DEL TERRITORIO IN AREE INTERESSATE DA INSTABILITÀ DI VERSANTE
F. Polpetta, G. Naso 267

APPLICAZIONE E ANALISI DELL'INDICE DI QUALITÀ PER GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA
B. Quadrio, M. Ambrosanio, M. Ioannilli, F. Bramerini, S. Castenetto, G. Naso 274

STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI DETTAGLIO DELL'AREA DEL COMUNE DI MIRABELLO (FE) BASATA SULL'INTERPOLAZIONE TRIDIMENSIONALE DI DATI GEOLOGICI E GEOFISICI PUNTUALI
M. Stefani, L. Minarelli, A. Pavanati, S. Furin, G. Tarabusi, S. Gamberi 281

ABACHI PER LA VALUTAZIONE DEI FATTORI DI AMPLIFICAZIONE PER LE INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA DI SECONDO LIVELLO IN EMILIA-ROMAGNA
A. Tento, L. Martelli, A. Marcellini 289

ENGINEERING-GEOLOGICAL AND NUMERICAL MODELING FOR THE EVALUATION OF THE VIBRATIONAL INTERACTION BETWEEN THE CITY AGGLOMERATE AND HETEROGENEOUS GEOLOGICAL SYSTEM: PRELIMINARY RESULTS
C. Varone, L. Lenti, S. Martino 294

sessione 2.3 - Strumenti ed azioni per la riduzione del rischio sismico 303

LA "CARTA DEGLI ELEMENTI" DELLA CONDIZIONE LIMITE PER L'EMERGENZA (CLE): UNA METODOLOGIA SPEDITIVA DI REDAZIONE PER LA REGIONE LOMBARDIA
B. Badiani, C. Confortini, D. Trioni 305

STRUCTURAL RESPONSE OF MASONRY BUILDINGS IN THE HISTORIC CENTER OF GENOA, ITALY
S. Barani, R. De Ferrari, S. Cattari, C. Eva, S. Lagomarsino, A. Pieracci 314

STRUCTURAL MONITORING AND SEISMIC ANALYSIS OF A BASE-ISOLATED BRIDGE IN DOGNA
C. Bedon, A. Morassi 319

LE ATTIVITÀ INFORMATIVE DELL'INGV IN EMERGENZA SISMICA: MOTIVAZIONI E IPOTESI DI SVILUPPO FUTURO
R. Camassi, C. Nostro, F. Bernardini, M. Crescimbene, E. Ercolani, F. La Longa, C. Meletti, V. Pessina, M. Pignone 328

LA MICROZONAZIONE SISMICA E LA CONDIZIONE LIMITE DELL'EMERGENZA NEL PIANO DI EMERGENZA COMUNALE O INTERCOMUNALE: LE LINEE GUIDA DELLA REGIONE LAZIO
A. Colombi 335

ANALISI DEGLI INTERVENTI PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE DELL'AREA PRODUTTIVA "PICCOLA E MEDIA INDUSTRIA" DI FERRARA
A cura del gruppo di lavoro Confindustria Emilia-Romagna, Unindustria Ferrara e Regione Emilia-Romagna:
A. Colombi, S. Curli, G. Ercolessi, G. Loffredo, L. Martelli, F. Minghini, M. Romagnoli, E. Stevanin, T. Veronese, D. Zanetti 340

GEOETICA E RISCHIO: DALLA PERCEZIONE DEL MITO DELLE SOCIETÀ ARCAICHE ALL'ERA DIGITALE POSTMODERNA
V. Dattilo, A. Ruffolo, M. Bernardo, F. De Pascale, F. Muto 351

RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO: ASSUNZIONE DEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA E DELLA CONDIZIONE LIMITE DI EMERGENZA NEGLI STRUMENTI URBANISTICI COMUNALI – L'ESPERIENZA DEI COMUNI DI PAVULLO NEL FRIGNANO E LAMA MOCOGNO
G. De Luca, L. Del Maschio, F. Manelli, E. Pattuzzi 358

PERCEPIRE E RAPPRESENTARE IL RISCHIO SISMICO NELL'ANTROPOCENE. CONFRONTO TRA DUE CASI-STUDIO: MOTTAFOLLONE (CALABRIA) E MALTA
F. De Pascale, M. Bernardo, F. Muto, S. D'Amico, R. Zumbo, P. Galea, M. Agius 366

STRATEGIE DI MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO: PROGETTO STANDARD E INDICATORE DI RESILIENZA AI TERREMOTI DEGLI INSEDIAMENTI
M. Dolce, F. Bramerini, S. Castenetto, G. Naso 371

STUDIO DI VULNERABILITÀ SISMICA DI DIGHE IN CALCESTRUZZO
G. Fiorentino, L. Furgani, C. Nuti, F. Sabetta 381

DYNAMIC CHARACTERISTICS OF MALTESE BUILDINGS
P. Galea, T. Micallef, M. Mucciarelli, S. D'Amico 387

THE PF7 EU ELITE PROJECT: ELICIT TO LEARN CRUCIAL POST-CRISIS LESSONS
M.R. Gallipoli, V. Lapenna, S. Piscitelli, J. Bellanova, C. Coccetti, R. Gimenez, B. Goujon, T. Grunnan, J. Hernantes, P. Kępka, S. Kowalski, G. Lang, A. Laugé, M. Maal, A. Masi, M. Mucciarelli, M. Neuruhrer, S. Ptak, R. Raspa, R. Van Santen, J.M. Sarriegi 395

IL CONTRASTO DI VOCI E DICERIE SUI TERREMOTI DEL 20 E 29 MAGGIO 2012 IN PIANURA PADANA
F. La Longa, M. Crescimbene, R. Camassi 401

CARATTERIZZAZIONE DINAMICA DELLE TORRI DI SAN GIMIGNANO (SIENA) MEDIANTE MISURE DI VIBRAZIONI AMBIENTALI
E. Lunedei, G. Peruzzi, D. Albarello 410

COORDINAMENTO D'AREA VASTA E PIANIFICAZIONE DEL TERRITORIO: ESPERIENZE DELLA PROVINCIA DI MODENA PER LA RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO
A. Manicardi, L. Bursi, G.P. Mazzetti, M. Romani 417

COORDINAMENTO DELLE ANALISI DELLA CONDIZIONE LIMITE PER L'EMERGENZA - RAPPORTO TRA PIANIFICAZIONE D'EMERGENZA PROVINCIALE, COMUNALE E PIANIFICAZIONE TERRITORIALE E URBANISTICA NELL' ESPERIENZA DELLA PROVINCIA DI MODENA
A. Manicardi, L. Ricci, M. Romani 425

FROM THE SEISMIC MICROZONATION TO THE RECONSTRUCTION PROJECT: THE CASE OF SANT'AGOSTINO MUNICIPALITY, ITALY
A. Mantovani, L. Martelli, E. Melloni, M. Romani, R. Caputo 430

PRELIMINARY SEISMIC VULNERABILITY ASSESSMENT OF A STEEL OIL STORAGE TANK: GEOPHYSICAL ANALYSIS AND DESIGN SPECTRA DEFINITION
G. Massolino, C. Barnaba, S. Forchiassin, R. Romeo, D. Sandron, M. Santulin, A. Tamaro 436

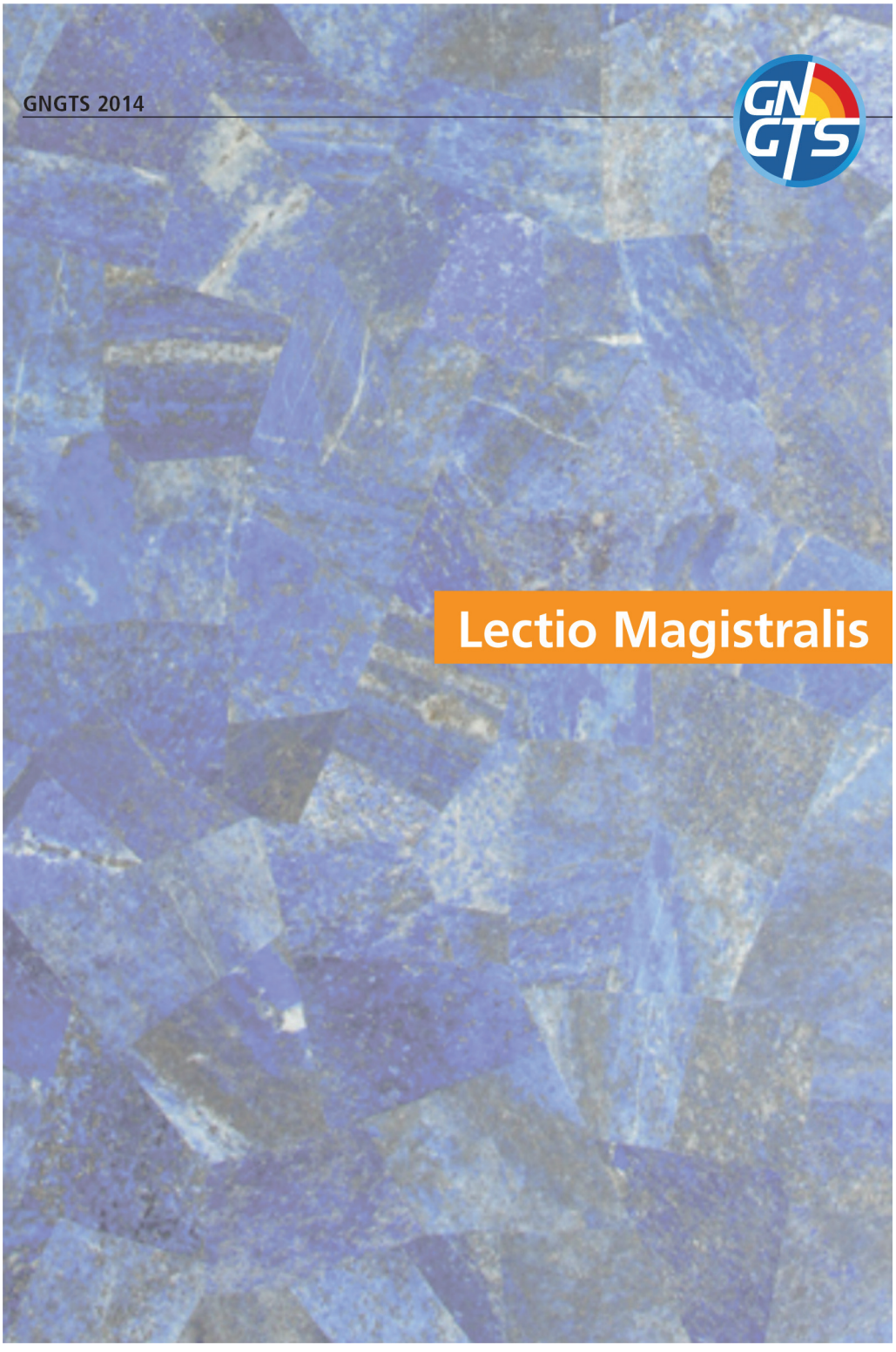
COME NORMARE LA PERICOLOSITÀ SISMICA DA SISMICITÀ INDOTTA IN ITALIA?
M. Mucciarelli, M. Santulin, A. Tamaro 444

IL PIANO REGOLATORE DELLA SISMICITÀ
E. Nonni, D. Sbarzaglia, L. Marchetti 448

VALIDAZIONE DI MODELLI MACROSISMICI PER LA STIMA DEL DANNEGGIAMENTO
V. Pessina, F. Meroni, T. Squarcina, M. Locati, A. Tertulliani, I. Leschiutta 457

APPLICATION OF THE "PRESTO" EARTHQUAKE EARLY WARNING (EEW) AND ALERT MANAGEMENT SYSTEM
IN NORTH-EASTERN ITALY, SLOVENIA AND AUSTRIA: EXPERIENCE WITH THE CE3R NETWORK
M. Picozzi, L. Elia, D. Pesaresi, A. Gosar, W. Lenhardt, M. Mucciarelli, M. Živčić, A. Zollo 464

ANALISI DELLA CONDIZIONE LIMITE PER L'EMERGENZA (CLE):
CONSIDERAZIONI PRELIMINARI SUI DATI RACCOLTI
F. Bramerini, S. Castenetto, C. Conte, G. Naso 470



Lectio Magistralis

GIUSEPPE MERCALLI *"MAESTRO DOTTO, MODESTO E GENEROSO"*

Andrea Tertulliani
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma

Cento anni fa, nella notte tra il 18 e il 19 marzo 1914 Giuseppe Mercalli moriva tragicamente nell'incendio del suo alloggio napoletano. Era in quel momento il Direttore del Regio Osservatorio Vesuviano.

È impossibile in poche righe tracciare in modo esaustivo il ritratto di Giuseppe Mercalli, il ruolo che ha avuto per le scienze della terra e il suo percorso umano e scientifico. Durante tutto questo anno 2014 si sono svolte molte commemorazioni, in tutta Italia, e molte cose sono state scritte [vedi tra le altre Di Vito *et al*. (2014)].

Lo scopo di questa breve Lectio è quindi di ripercorrere la sua biografia per cercare di contestualizzarlo nel suo tempo, in una sintesi, per forza di cose, parziale.

Giuseppe Mercalli era nato a Milano il 21 maggio 1850, in una famiglia di artigiani tessili, terzo di cinque figli. Dopo gli studi in seminario, venne ordinato sacerdote nel 1872.

Scelse il titolo di abate, per poter insegnare ed essere "libero" da compiti pastorali, così poté dedicarsi allo studio e all'insegnamento e come molti altri religiosi prima di lui perpetuò la tradizione di sacerdoti scienziati, molto diffusa tra il XVII e il XIX secolo. Il suo stesso maestro e mentore, l'abate Antonio Stoppani, fu un illustre geologo, docente al Politecnico di Milano.

La formazione spirituale, civile e professionale di Mercalli vennero senz'altro influenzate dal suo aderire alla dottrina rosminiana, a quel tempo oggetto di opposizione da parte di ambienti della Curia, fino ad arrivare alla messa all'indice delle opere del filosofo di Rovereto. Sulla scorta infatti degli insegnamenti liberali di Rosmini, Mercalli e soprattutto il suo maestro Stoppani furono proponenti e protagonisti di un avvicinamento tra progresso scientifico e chiesa cattolica, oltre a vedere un chiaro ruolo sociale e pedagogico dello scienziato soprattutto in vista della formazione della nascente nazione italiana [si veda ad es. Licata (1968) e Rimoldi (1983)].

Per Mercalli, che non viveva in una torre d'avorio, l'insegnamento sarà una regola di vita e un dovere civile.

Sotto la guida di Stoppani divenne insegnante di Scienze Naturali al seminario, e contemporaneamente pubblicò i suoi primi lavori di glaciologia. Tra i suoi allievi e assistenti dobbiamo segnalare Achille Ratti, futuro papa Pio XI, al quale Mercalli chiese di collaborare ad un capitolo di una delle sue opere più famose, *Vulcani e fenomeni vulcanici in Italia*, e cioè alla parte riguardante il catalogo dei terremoti (Fig. 1).

Il terremoto di Casamicciola del 1883 rappresentò il suo primo incontro diretto con il fenomeno sismico: durante le vacanze estive si recò sul posto per studiare direttamente gli effetti del disastro. Studiando il precedente del 1881, Mercalli si era fatta l'idea che i terremoti ischitani fossero l'espressione diretta dell'attività vulcanica del monte Epomeo. Questa ipotesi, che traeva elementi in una visione ancora plutonica, confermava secondo Mercalli il legame strettissimo tra i terremoti e l'attività vulcanica: "*tutti i fenomeni endogeni, diversissimi nelle loro manifestazioni, sono fra di loro intimamente legati per l'armonia colla quale agiscono nell'economia tellurica, quasi una sola forza, ad un unico scopo: la reazione contro l'azione degradatrice e livellatrice degli agenti esterni*" (Mercalli, 1883).

Bisogna dire tuttavia che il Nostro si dimostrò "*parco nella trattazione riguardo l'origine dei terremoti, argomento al quale pur troppo molti hanno dedicato soverchie quanto inutili disquisizioni, affastellando ipotesi destinate presto, prestissimo a tramontare*" (Baratta, 1915), mentre presterà estrema attenzione ai danni subiti dagli edifici, al loro rapporto con la litologia e la morfologia del territorio, ma soprattutto alla grande responsabilità che la qualità delle costruzioni ha nel generare gravi danni. La pubblicazione sui terremoti di Ischia (Mercalli, 1884) riceverà molto apprezzamento (*"il mio terno al lotto"* lo chiamava) anche in ambienti governativi, oltreché scientifici.

Fig. 1 – Carta sismica con la rappresentazione topografica dei terremoti basata sul catalogo pubblicato in *Vulcani e fenomeni vulcanici in Italia* (Mercalli, 1883).

Raggiunta una certa notorietà, nel 1885 venne inviato in missione dal Governo italiano a studiare il terremoto dell'Andalusia, insieme a Torquato Taramelli (altro allievo di Antonio Stoppani). Nel 1887 il terremoto della Liguria occidentale, altra grande tragedia nazionale, fu un'ulteriore occasione di studio, sempre su incarico ministeriale. Da allora quasi ogni terremoto italiano significativo vedrà la presenza e lo studio di Mercalli.

La adesione di Mercalli alle idee rosminiane fu la causa e forse la molla che lo spinse a decidere di andare via da Milano e gli aprì, non senza qualche difficoltà, definitivamente la carriera. Motivo delle sue dimissioni dall'insegnamento al seminario era stata la sua partecipazione ad una sottoscrizione proposta da Stoppani per un monumento a Rosmini da porre dinanzi al Museo Civico di Milano. La polemica fu rovente e la Curia milanese chiese la ritrattazione da parte di Mercalli e degli altri firmatari, pena la decadenza dall'incarico di insegnante. Con risposta cortese ma ferma, Mercalli rassegnò le dimissioni. Siamo alla fine del 1888. Mercalli forse desiderava comunque una destinazione più vicina agli oggetti dei propri studi, i vulcani, siti nel meridione d'Italia, documentata anche dalle sue richieste per insegnare nella scuola pubblica presso sedi come Catania, Napoli o Messina (Redondi, 2014).

Tuttavia il suo primo incarico fu a Reggio Calabria nel 1889, pare per le pressioni di Piero Tacchini, direttore dell'Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica, al quale interessava la sua collaborazione per gli studi sulle Eolie. Nel 1892 Mercalli fu trasferito a Napoli, ad insegnare presso il liceo Vittorio Emanuele. E' il coronamento della sua grande passione: il Vesuvio.

Prese casa con vista sul vulcano, un modesto appartamento di due stanze in via della Sapienza, e le mattine, durante il suo periodo napoletano, prima di andare ad insegnare o di salire sul Vesuvio (Figg. 2 e 3), "*diceva messa nella chiesa di S. Agnello Maggiore, e spesso si fermava ivi a pregare e a confessare (testimonianza nella lettera di Luigi Sartorelli, curato di S. Agnello, all'Osservatore Romano del 21 marzo 1914, a risposta delle voci che vedevano il M. aver rinunciato all'abito)"* (Osservatore Romano, 1914).

Fig. 2 – Giuseppe Mercalli sul Vesuvio nel 1907 (Archivio Storico Osservatorio Vesuviano).

Fig. 3 – Giuseppe Mercalli sul Vesuvio nel 1907 (Archivio Storico Osservatorio Vesuviano).

Nel 1903 concorse al posto di Direttore del prestigioso Osservatorio Vesuviano. Matteucci, il suo antagonista nelle polemiche sulla formazione del Colle Umberto nel corso dell'attività del Vesuvio del 1895-98 (polemica fra la teoria dei crateri di sollevamento e la formazione per accumulo, sostenuta dal Mercalli), vinse.

Mercalli si dichiarò deluso al punto di non voler avere più niente a che fare con l'Osservatorio.

Tuttavia alla morte di Matteucci, nel 1911 divenne Direttore dell'Osservatorio Vesuviano, fino al giorno della sua morte. I funerali di Mercalli furono solenni e seguiti da una moltitudine, poiché la sua notorietà, soprattutto a Napoli era immensa. Per i suoi contemporanei fu un vero innovatore, ed una guida per i suoi colleghi e allievi; il giornale La Libertà (1914) scrisse "*Egli fece emergere la vulcanologia dai garbugli delle induzioni e delle mistificazioni della stregoneria*", evidenziando di fatto la sua autorevolezza di scienziato anche in un ambito ben più ampio di quello meramente scientifico.

L'attività di ricerca di Giuseppe Mercalli non è scindibile in vulcanologica e sismologica *tout court*, ma entrambi i filoni di ricerca, essendo considerati come le facce di una stessa medaglia, saranno sempre presenti parallelamente durante tutta la sua avventura scientifica. Lo possiamo annoverare tra gli ultimi scienziati di stampo naturalista, dalla tradizione sette-ottocentesca, per quanto riguarda le scienze della terra, un ponte tra sismologia e vulcanologia osservazionali e quella che sarà la travolgente affermazione degli strumenti di misura. Mercalli era consapevole di questo aspetto, e si tenne abbastanza in disparte, conscio delle sue difficoltà sul piano tecnologico (Malladra, 1914). Ciononostante si fece promotore per l'acquisizione di nuovi e più moderni strumenti di misura per l'Osservatorio Vesuviano.

Ma la sua grande innovazione fu nel metodo: egli capì che la chiave per la comprensione dei fenomeni era la loro osservazione sistematica e la classificazione delle loro caratteristiche, tanto per i vulcani che per i terremoti. A lui si deve il primo vero catalogo dei terremoti, del

1883. Baratta scrisse: "*Con le ricerche del Nostro la cronistoria sismica italiana presenta una ricchezza incomparabile di dati sicuri e l'opera sua è stata ed è tuttora la fonte e la guida per ulteriori ricerche…"*(Baratta, 1915). L'importanza dell'impostazione data da Mercalli alle ricerche sismologiche risalta anche nella dedica che lo stesso Baratta pone all'inizio del suo "I terremoti d'Italia" (Baratta, 1901), caposaldo della letteratura sismologica storica italiana: "*Al professore Mercalli con la riverenza e l'affetto di un discepolo"*.

La stessa spinta innovativa era rivolta allo studio dei vulcani, rinnovando i criteri di classificazione dei vari tipi eruttivi. Mercalli, sulla base dei suoi studi sui vulcani attivi italiani e dei numerosi vulcani spenti, e per la sua vasta conoscenza della letteratura vulcanologica scrisse il trattato "I vulcani attivi della Terra" (Mercalli, 1907). *"Si tratta di un catalogo ragionato dei vulcani attivi del mondo attraverso la morfologia degli apparati, la dinamica delle eruzioni e il chimismo dei prodotti eruttati; si fornisce un testo di vulcanologia impostato sui criteri scientifici più avanzati all'inizio del '900. In quest'opera Mercalli introduce la classificazione dei vulcani per diverse tipologie, secondo il modo di formazione dell'edificio vulcanico"* (Luongo, 2014).

La sua visione della scienza come disciplina didattica e civile fu senz'altro influenzata dalla sua formazione rosminiana. Nei suoi studi sui terremoti sottolineava sempre la necessità che sia l'uomo a cercare di difendersi dai terremoti, rivendicando da una parte il ruolo centrale del sismologo nel prescrivere le indicazioni sui rischi, dall'altra indicando che fosse nella responsabilità di chi governa creare le condizioni per una difesa dai terremoti. Emblematico il titolo di un articolo del 1885, dopo il terremoto di Casamicciola, "Le case che si sfasciano e i terremoti" (Mercalli, 1885), nel quale si evidenzia la straordinaria intuizione, quasi una preveggenza sui mali sismici italiani degli anni successivi: "*Sarebbe quindi molto utile che si compilassero delle storie sismiche municipali, onde le autorità civiche locali sappiano* ***se e quanto*** *interessi tener calcolo dell'eventualità di terremoti violenti nel formulare ed applicare i regolamenti edilizi"*.

Fa impressione la sua volontà, espressa nel 1889, di rimanere a insegnare a Reggio Calabria in quanto, secondo lui, la Calabria sarebbe stata la sede del prossimo *parossismo*, e non avrebbe voluto perderselo, da studioso qual'era. La Calabria fu infatti colpita da una ben nota serie di eventi nel 1894, 1905, 1907 e infine 1908.

Purtuttavia anche Mercalli restò vittima, come anche noi oggi ben abbiamo sperimentato, della disillusione propria del ricercatore che non trova ascolto concreto ai suoi ripetuti richiami: *"…nessuno mostrò di dare importanza alle carte sismiche che io ed il mio amico prof. M. Baratta da anni andiamo elaborando, senza alcun aiuto o incoraggiamento ufficiale"* (Baratta, 1915).

Dopo queste brevi e incomplete note sulla biografia e attività di Mercalli mi prendo la libertà di toccare più in dettaglio l'argomento che più mi avvicina (con rispetto parlando) a lui dal punto di vista professionale, e cioè quello per cui è probabilmente più noto nel comune sentire, la Scala Mercalli. O meglio le scale di Mercalli.

Nella seconda metà dell'Ottocento le scale di intensità erano già usate per classificare gli effetti sul territorio dopo un terremoto, ma erano elaborate sul singolo evento ed usate solo dall'autore (*Personal scales*, le chiamerà il Davison) e quindi tutte diverse. Lo stesso Mercalli ne aveva pubblicata una di sei gradi nel 1883. La svolta rivoluzionaria sarà opera di De Rossi (1874) il quale proporrà e renderà operativa una scala con l'intenzione dichiarata di rendere gli studiosi in grado confrontare i terremoti tra loro e classificare gli effetti per le località colpite.

La più usata ed accettata era al tempo di Mercalli, la scala De Rossi-Forel (De Rossi, 1883) in dieci gradi, concordata sulla fusione delle due scale omonime, utilizzate rispettivamente per i terremoti italiani e svizzeri.

Gli studi sul campo sugli effetti dei terremoti, (in special modo quello andaluso del 1884-85 e quello ligure del 23 febbraio 1887) avevano persuaso Mercalli che le scale sino allora in uso, in particolare la De Rossi-Forel, non erano adeguate a descrivere la gradualità del

danneggiamento. Così ne propose una modifica nel 1897, che venne accettata e approvata dalla comunità scientifica e divenne ufficiale nell'uso dal 1900. La De Rossi–Forel, scrisse Mercalli più tardi nelle motivazioni alla sua proposta di modifica (Mercalli, 1902), non aveva la giusta risoluzione per descrivere i danni in quanto squilibrata verso il basso, avendo sei gradi (dal II al VII) per gli effetti sull'uomo, senza danni, e solo tre (VIII, IX e X) per i danni agli edifici: *"mentre è evidente che la differenza di intensità tra un terremoto che fa cadere i fumajoli delle case, e quello che abbatte i muri maestri di solidissimi edifizi, è certamente maggiore è più facile a determinarsi e a graduarsi, che quello che passa tra una scossa sentita da qualche persona (2° grado De Rossi-Forel) e una scossa che cagiona spavento generale e caduta di qualche calcinaccio (VII grado De Rossi-Forel)"*. Alla Seconda Conferenza Internazionale di Sismologia a Strasburgo Adolfo Cancani (1904) propose una variante della scala chiamandola Forel-Mercalli con inclusi i valori di accelerazione per ogni grado, e chiedendo anche di estendere la scala almeno di un grado, per poter descrivere i grandi terremoti giapponesi e americani. Ottenne per questo il benestare di Mercalli, ma la Forel-Mercalli non vide mai la luce ufficialmente. Dopo il terremoto di Messina nel 1908, e aver constatato personalmente l'enorme livello di danneggiamento il Mercalli modificò la sua scala aggiungendo, prima il grado XI (*catastrofe*), e in seguito il XII (*grande catastrofe*). Nel 1912 Sieberg riprese e rielaborò la proposta di Cancani, cominciando a confezionare la Mercalli-Cancani-Sieberg, molto più dettagliata ed efficace negli elementi di diagnosi, rispetto alle prime scale di Mercalli. Nonostante Mercalli non avesse più preso parte a nuove compilazioni di scale, il suo nome è rimasto legato a quasi tutte le scale successive: la Mercalli-Cancani-Sieberg del 1923 (Sieberg, 1923) e poi del 1930 (Sieberg, 1930), la Mercalli Modificata del 1931 (Wood and Neumann, 1931): nelle sue varie versioni.

Riconoscimenti. Nella scrittura di questa nota, e soprattutto nella esposizione della Lectio Magistralis, ho attinto dalla letteratura, ma molto anche dalla mia memoria nella quale si sono impressi nel tempo contributi di colleghi che probabilmente e in modo involontario, potrei aver citato senza recuperarne la fonte. Spero che sia considerato peccato veniale. Ringrazio comunque tutti coloro che hanno avuto a che fare con la figura di Giuseppe Mercalli, ed hanno lasciato scritto qualcosa su di lui. La citazione in virgolettato nel titolo è tratta dalla commemorazione di Baratta (Baratta, 1915).

Bibliografia

Baratta M.; 1901: *I terremoti d'Italia*. A. Forni Editore, Rist. Anast. Bologna, 1979, 951 pp.

Baratta M. ;1915: *L'opera scientifica di Giuseppe Mercalli*. Boll. Soc. Geol. Ital., **34**, 342-419.

Cancani A.; 1904: *Sur l'emploi d'une double èchelle sismique des intensités, empirique et absolue*. In: Emil R., Annexe A 10-Comptes-rendus des séances de la deuxième conférence sismologique internationale réunie à Strasbourg du 24 au 28 juillet 1903, Beiträge zur Geophysik, Ergänzungsband II, Verlag Wilhelm Engelmann Leipzig, 362 pp.

De Rossi M.S.; 1874: *Bollettino del Vulcanismo Italiano*. Anno I, p.i., Roma.

De Rossi M.S.; 1883: *Programma dell'Osservatorio ed Archivio Centrale Geodinamico presso il R. Comitato Geologico d'Italia*. Boll. Vulc. It., **10**, 66-68.

Di Vito M.A., Ricciardi G.P., de Vita S., Cubellis E. e Tertulliani A. (a cura di); 2014: *Giuseppe Mercalli da Monza al Reale Osservatorio Vesuviano: una vita tra insegnamento e ricerca. Contributi presentati per l'inaugurazione dell'Anno Mercalliano*. Miscellanea INGV, 24, Napoli, 166 pp.

La Libertà; 1914: *21-22 marzo 1914*.

Licata G.; 1968: *La "Rassegna Nazionale", conservatori e cattolici liberali attraverso la loro rivista (1879-1915)*. In: Politica e Storia, 20, Edizioni di Storia e letteratura, Roma.

Luongo G.; 2014: *Una riflessione sull'attività scientifica di Giuseppe Mercalli*. In: Di Vito M.A., Ricciardi G.P., de Vita S., Cubellis E. e Tertulliani A. (a cura di), Giuseppe Mercalli da Monza al Reale Osservatorio Vesuviano: una vita tra insegnamento e ricerca, Contributi presentati per l'inaugurazione dell'Anno Mercalliano, Miscellanea INGV, 24, pp. 20-30.

Malladra A.; 1914: *L'attività scientifica di Giuseppe Mercalli*. Rassegna Nazionale, fasc. 1, 200, pp. 42-63.

Mercalli G.; 1883: *Vulcani e fenomeni vulcanici in Italia*. In: Negri, Stoppani e Mercalli (a cura di), La geologia d'Italia, F. Vallardi, parte III, Milano.

Mercalli G.; 1884: *L'isola d'Ischia ed il terremoto del 28 luglio 1883*. Mem. Ist. Lombardo, Scienze Mat. e Nat. **15**, 99-154.

Mercalli G.; 1885: *Le case che si sfasciano ed i terremoti*. Rassegna Nazionale, **21**, 255-264.

Mercalli G.; 1902: *Sulle modificazioni proposte alla scala sismica De Rossi-Forel*. Boll. Soc. Sismol. It., **8**, 184-191.

Mercalli G.; 1907: *I vulcani attivi della terra*. U. Hoepli, Milano, 422 pp.

Osservatore Romano; 1914: *21 marzo 1914*.

Redondi P.; 2014: *Giuseppe Mercalli: storia di una vocazione scientifica*. In: Di Vito M.A., Ricciardi G.P., de Vita S., Cubellis E. e Tertulliani A. (a cura di), Giuseppe Mercalli da Monza al Reale Osservatorio Vesuviano: una vita tra insegnamento e ricerca, Contributi presentati per l'inaugurazione dell'Anno Mercalliano, Miscellanea INGV, 24, pp. 9-19.

Rimoldi A.; 1983: *Le tensioni tomiste-rosminiane a Milano dalla "Aeterni Patris" alla restaurazione della Facoltà teologica (1879-1892)*. In: Fois M., Monachino V. e Litva F. (a cura di), Dalla Chiesa antica alla Chiesa moderna, Univ. Gregoriana, Roma.

Sieberg, A.; 1923: *Geologische, Physikalische und Angewandte Erdbebenkunde*. G. Fischer, Jena.

Sieberg, A.; 1930: *Geologie der Erdbeben*. Handbuch der Geophysik, **2**(4), 552-555.

Wood H.O. and Neumann F.; 1931: *Modified Mercalli Intensity Scale of 1931*. Bull. Seismol. Soc. Am., **21**, 277-283.

Tema 2

Caratterizzazione sismica del territorio

sessione 2.1

Pericolosità sismica di lungo, medio e breve termine

Convenor: D. Di Bucci e D. Albarello

ON THE INFULENCE OF GROUND MOTION PREDICTIVE EQUATIONS ON PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ANALYSIS, PART 1: EFFECT OF HORIZONTAL GROUND SHAKING DEFINITION

S. Barani[1], D. Albarello[2], D. Spallarossa[1], M. Massa[3]
[1]Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita, Università di Genova, Italy
[2]Dipartimento di Scienze Fisiche della Terra e dell'Ambiente, Università di Siena, Italy
[3]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Italy

Foreword and scope of work. Probabilistic Seismic Hazard (PSH) analysis aims at estimating the average annual exceedance rate relative to each possible (horizontal) ground motion threshold at a site. On this basis, the exceedance probability for the same threshold is computed for any fixed exposure time. Although this definition is widely known among seismologists and engineers, many neglect the meaning of the term "ground motion", that is the impact of the definition of "horizontal component" on PSH estimates. As PSH results reflect a particular choice regarding the ground motion attenuation model, which in turn assumes a specific definition of horizontal component, hazard maps should clearly indicate what ground shaking definition is adopted. Although this may appear as a minor detail, at least at first glance, it may have a huge impact on risk mitigation strategies, urban planning, and building design. Private and public users must be aware of what kind of horizontal ground motion they are handling because differences in the definition of the considered horizontal component could imply differences in the hazard results as large as 20% or more. From another perspective, private and public users should demand that hazard results reflect a specific definition of horizontal component.

This work wants to highlight the effect produced on the hazard by different definitions of the horizontal component considered in seismic hazard assessment. Given the tangible lack of awareness concerning this issue in both the engineering and seismological communities, the purpose of this work is to open a discussion aimed at defining what measure of the horizontal ground motion should be adopted for future seismic hazard assessments in Italy.

Definition of horizontal component and impact on the hazard. While older ground motion predictive equations (GMPEs), such as those by Sabetta and Pugliese (1996) and Ambraseys *et al.* (1996), estimate the larger horizontal component (i.e., at each period the larger spectral ordinate of the x and y components is chosen; hereinafter ENV_{xy}), most recent GMPEs (e.g., Cauzzi and Faccioli, 2008; Akkar and Bommer, 2010; Bindi *et al.*, 2011, 2013; Akkar *et al.*, 2014) consider the geometric mean of the response spectra relative to the x and y components (hereinafter GM_{xy}). The former definition has larger variability than the latter since it takes into account the variability between the two orthogonal horizontal components (Ornthammarath *et al.*, 2014). However, the geometric mean exhibits two disadvantages. First, it depends on the orientation of the sensors as installed in the field. Second, near a nodal point or plane, one of the horizontal components can assume near-zero values. This would lead to a geometric mean which is near zero (e.g., Ripperger *et al.*, 2008; Dalguer *et al.*, 2012). To overcome these limitations, Boore *et al.* (2006) proposed the use of the median value of geometric mean spectral accelerations computed over all possible orientations for each response period (GMRotD50). An alternative definition, which is adopted by many GMPEs (e.g., Boore and Atkinson, 2008), is the one called GMRotI50 (Boore *et al.*, 2006). This definition is an approximation of GMRotD50, with a constant orientation axis for all periods. Specifically, GMRotI50 is defined as the geometric mean of the spectral accelerations computed along the direction that minimizes the sum of differences between GMRotI50 and GMRotD50 over the range of periods considered. More recently, the definition of RotD50 (i.e., median single-component horizontal ground-motion across all non-redundant azimuths) has been proposed (Boore, 2010). This definition is adopted by the NGA2 GMPE by Boore *et al.* (2013) and like GMRotD50, GMRotI50 and RotD50 is independent of the orientation of sensors. Moreover, compatibly with the definition of the

maximum spectral amplitude ground motion, no geometric means are used in the computation of the horizontal ground motion.

Previous definitions are only a limited subset of a much larger set of horizontal component measures. We have focused on the most common definitions used worldwide for PSHA in the last 20 years, evidencing their advantages and disadvantages. An exhaustive review of horizontal component definitions, including models for converting between them, is provided by Beyer and Bommer (2006). The authors show that the largest differences are those from the ENV_{xy} definition to GM_{xy}. Differences between GM_{xy}, GMRotD50, GMRotI50, and RotD50 are minimal (negligible at low periods and, generally, less than 5-8%). On average, GMPEs that uses the ENV_{xy} definition predict PGA values that are 10% greater than those based on GM_{xy}. At larger spectral periods (e.g., $T > 0.8$s), ENV_{xy} is about a factor of 1.2 larger than GM_{xy} (Beyer and Bommer, 2006). As an illustration of this, the effect of the definition of the horizontal component of motion is shown in Fig. 1 for the Bindi *et al*. (2011) GMPE (hereinafter ITA10), which, in its original definition, predicts the geometric mean of the ground motion relative to the x and y components. To this end, the conversion relationships proposed by Beyer and Bommer (2006) are applied. Basically, the method consists of adjusting the median ground motion by a multiplicative factor (note that the adjustment only depends on period). The following conversions are performed: GM_{xy}-to-ENV_{xy}, GM_{xy}-to-GMRotI50, and GM_{xy}-to-RotD50. Concerning this latter conversion, RotD50 is calculated from GMRotI50 since direct conversion relationships GM_{xy}-to-RotD50 are not available:

RotD50 = GMRotI50 $T < 0.1$s
RotD50 = GMRotI50 * (0.025T+1) $0.1\text{s} \le T < 1\text{s}$
RotD50 = GMRotI50 * 1.025 $1\text{s} \le T < 3\text{s}$

Previous equations were determined using data published in the article by Boore (2010).

Concurrently, to the conversion of the median ground motion, one should adjust the value of the aleatory variability of the ground motion (sigma). In other words, the aleatory variability associated to conversion equations should be carried across into the aleatory variability of the GMPE adopted (Bommer *et al*., 2005). As known, sigma is an integral part of any PSHA analysis. Therefore, the effect on the hazard of the conversion of the median ground motion shown in Fig. 1 may be "boosted" (or lowered) by the adjustment of sigma which, as known, has a large effect on the hazard (e.g., Strasser *et al*., 2008, 2009). As clear from Fig. 2, sigma acts as a gain potentiometer with a log-taper (typical in audio applications); turning it up leads to increased hazard values following an exponential trend. This effect is more evident at larger mean return periods.

In order to finally evaluate the impact of the horizontal component definition on the hazard, we simply calculated the ground motion hazard at a reference site (Barisciano, near L'Aquila in central Italy) by adopting the original ITA10 model and the adjusted ones. Again, sigma was adjusted following the procedure proposed by Beyer and Bommer (2006). The reference hazard model employed in the calculation considers the set of input models and parameters adopted by Barani *et al*. (2009) for the disaggregation of the Italian ground motion hazard maps (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). The comparison among the resulting hazard curves is shown in Fig. 3. The ratio between the results obtained by applying the original model and the component-adjusted ones is also depicted. As clear from the figure, while GM_{xy}, GMRotI50, and RotD50 produce analogous results, ENV_{xy} leads to higher hazard values. Specifically, the effect on the hazard ranges from 1.12 to 1.15 in the case of PGA and from 1.23 to 1.25 in the case of S_a(1.0s) (note that it tends to increase slightly with increasing the return period). As expected, these values are higher than the factors adopted for adjusting the median GM_{xy} ground motion to ENV_{xy}, indicating that incorporating the sigma adjustment into calculations has boosted the hazard. Analogous results (not shown here) were obtained for another site (Malcesine in northern Italy) characterized by lower seismic activity.

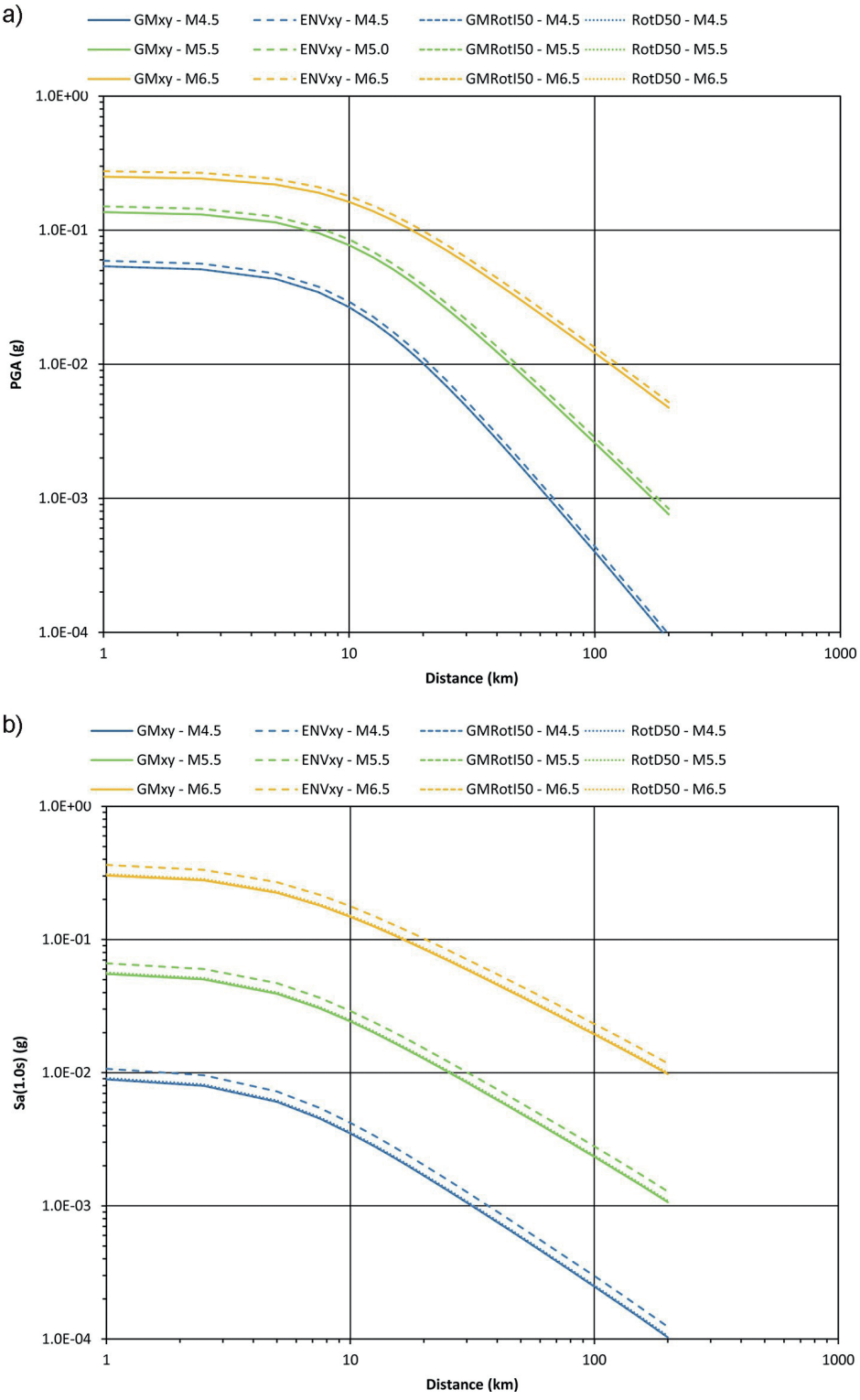


Fig. 1 – Comparison between the PGA (a) and 1 s spectral acceleration (b) values predicted by the original and component-adjusted ITA10 model.

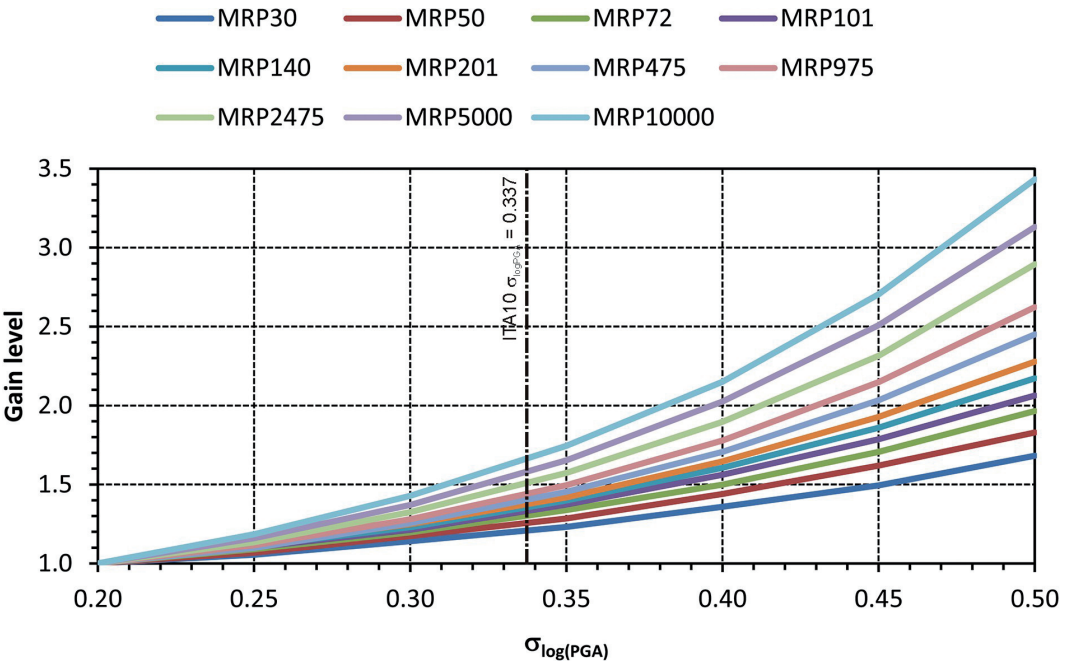


Fig. 2 – Gain level versus sigma. The gain level is simply defined as the ratio of the PGA hazard corresponding to a given value of sigma to a reference hazard level [$\sigma_{\log(PGA)} = 0.2 \approx \sigma_{\log(PGA)}$ of the GMPE of Sabetta and Pugliese (1996)].

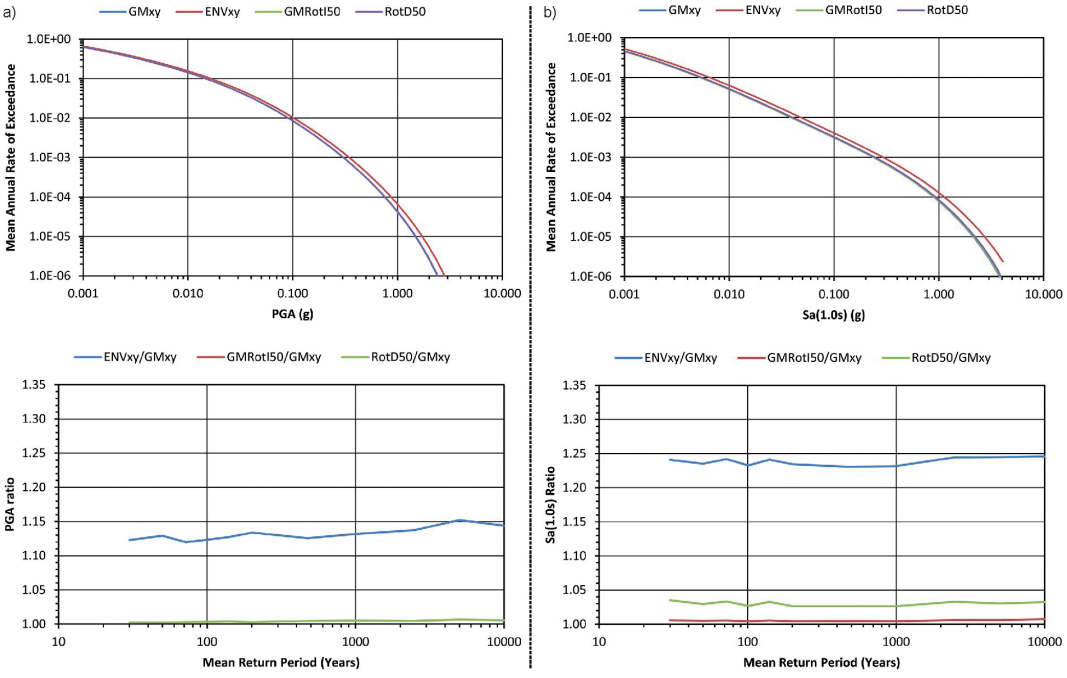


Fig. 3 – Comparison between the PGA (a) and 1 s spectral acceleration (b) hazard values as resulting from the application of the original and component-adjusted ITA10 model.

Conclusions. The article has pointed out that different horizontal ground motion definitions may have a strong impact on the predicted hazard. In particular, the largest differences in the hazard estimates are provided by ENV_{xy}, which was largely used in the past [the 2004 national seismic hazard map (Gruppo di lavoro MPS, 2004), which is still adopted as reference map in the Italian code for building design, is based on this measure], and GM_{xy}, which is currently the most widely used definition (e.g., Giardini *et al*., 2013). As a consequence, old and new hazard maps based on different horizontal ground motion measures may be incompatible (i.e., non-comparable) to each other.

Results presented here would be a warning for the researchers that will be involved in the assessment of the future seismic hazard map of Italy (or in the assessment of maps for local governments). As hazard maps have a paramount impact on design codes, urban planning, and risk mitigation strategies, analysts need to know since now from the engineering community what horizontal ground motion they have to take into account. In other words, we know what horizontal ground motion hazard was forecasted, we are well aware that different horizontal ground motions can be defined but we are eagerly waiting to know what horizontal ground motion hazard we will have to forecast.

References

Akkar S. and 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**, 195-206.

Akkar S., Sandıkkaya M.A. and Bommer J.J.; 2014: *Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East*. Bulletin of Earthquake Engineering, **12**, 359-387.

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

Barani S., Spallarossa D. and Bazzurro P.; 2009: *Disaggregation of Probabilistic Ground-Motion Hazard in Italy*. Bulletin of the Seismological Society of America, **99**, 2638-2661.

Beyer K. and Bommer J.J.; 2006: *Relationships between median values and between aleatory variabilities for different definitions of the horizontal component of motion*. Bulletin of the Seismological Society of America, **96**, 1512-1522.

Bindi D., Massa M., Luzi L., Ameri G., Pacor F., Puglia R. and Augliera P.; 2013: *Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods up to 3.0 s using the RESORCE dataset*. Bulletin of Earthquake Engineering, doi 10.1007/s10518-013-9525-5.

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**, 1899-1920.

Bommer J.J., Scherbaum F., Bungum H., Cotton F., Sabetta F. and Abrahamson N.A.; 2005: *On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic hazard analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, **95**, 377-389.

Boore D.M. and Atkinson G.M.; 2008: *Ground motion prediction equations for the mean horizontal component of PGA, PGV and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s*. Earthquake Spectra, **24**, 99-138.

Boore D.M., Stewart J.P., Seyhan E. and Atkinson G.M.; 2013: *NGA-West2 equations for predicting response spectral accelerations for shallow crustal earthquakes*. PEER Report 2013/05, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

Boore D.M., Watson-Lamprey J. and Abrahamson N.A.; 2006: *Orientation-independent measures of ground motion*. Bulletin of the Seismological Society of America, **100**, 1830-1835.

Boore D.M.; 2010: *Orientation-Independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion*. Bulletin of the Seismological Society of America, **96**, 1502-1511.

Cauzzi C. and Faccioli E.; 2008: *Broadband (0.05 to 20s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records*. Journal of Seismology, **12**, 453-475.

Dalguer L.A., Song S.G. and Baumann C.; 2012: *Earthquake ground motion simulation (Kinematic and dynamic rupture models)*. Deliverable No. 2a.3 of COGEAR (Coupled seismogenic GEohazards in Alpine Regions) Project, 50 pp.

Giardini D., Woessner J., Danciu L., Cotton F., Crowley H., Grünthal G., Pinho R., Valensise G., Akkar S., Arvidsson R., Basili R., Cameelbeck T., Campos-Costa A., Douglas J., Demircioglu M. B., Erdik M., Fonseca J., Glavatovic B., Lindholm C., Makropoulos K., Meletti C., Musson R., Pitilakis K., Rovida A., Sesetyan K., Stromeyer D., Stucchi M.: 2013, Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE): Online Data Resource, doi:10.12686/SED-00000001-SHARE.

Gruppo di Lavoro MPS; 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/documenti/rapporto_conclusivo.pdf.

Ornthammarath T., Douglas J., Sigbjörnsson R., Lai C.G.; 2011: *Assessment of ground motion variability and its effects on seismic hazard analysis: a case study for Iceland*. Bulletin of Earthquake Engineering, **9**, 931-953.

Ripperger J., Mai P.M., Ampuero J.P.; 2008: *Variability of Near-Field Ground Motion from Dynamic Earthquake Rupture Simulations*. Bulletin of the Seismological Society of America, **98**, 1207-1228.

Sabetta F. and Pugliese A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions*. Bulletin of the Seismological Society of America, **2**, 337-352.

Strasser F.O., Bommer J.J. and Abrahamson N.A.; 2008: *Estimating ground-motion variability: issues, insights & challenges*. Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, Beijing, China.

Strasser F.O., Bommer J.J. and Abrahamson N.A.; 2009: *Sigma: issues, insights, and challenges*. Seismological Research Letters, **80**, 40-56.

ON THE INFULENCE OF GROUND MOTION PREDICTIVE EQUATIONS ON PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ANALYSIS, PART 2: TESTING AND SCORING PAST AND RECENT ATTENUATION MODELS

S. Barani[1], D. Albarello[2], M. Massa[3], D. Spallarossa[1]

[1] *Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita, Università di Genova, Italy*

[2] *Dipartimento di Scienze Fisiche della Terra e dell'Ambiente, Università di Siena, Italy*

[3] *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Italy*

Foreword and scope of work. As known, ground motion prediction equations (GMPE) are stochastic models that estimate the probability distribution associated to the possible shaking levels induced at a site by an earthquake as a function of several parameters, such as magnitude, source-to-site distance, style of faulting, and ground type. Their parameterization implies statistical analyses on a large number of observations which, in turn, are subjected to a heavy work of processing in order to achieve uniform data sets. The signal processing and the homogenization of data coming from different institutions are certainly the most critical steps in the derivation of a GMPE. Signals have to be corrected and filtered; earthquake magnitudes are estimated using a uniform scale as well as distances are determined adopting a uniform distance metrics; site conditions at recording stations have to be determined (at least in the form of soil categories) along with the fault mechanism of the relevant seismic source.

Despite of the great efforts in developing GMPEs, it is not so unusual to listen that predictions are biased because of inaccuracies in the regression data sets. For instance, it is anything but a joke to listen that ground motion values are wrong due to a wrong setup (e.g., wrong seismometer's generator constant) of the recording instruments. It is more frequent to discuss that the reliability and accuracy of predictions is affected by gross site classifications based on large-scale geological mapping. It is also frequent listening that GMPEs neglect topographic effects or, better, that ridges and crests are lost inside the large number of sites considered in the definition of a GMPE (e.g., Barani *et al*., 2014). The sensation of the writers is that the time goes by and regression data sets become larger and larger (Fig. 1a), functional forms are increasingly complex, and the variability of ground motion increases (Fig. 1b) although additional explanatory variables (e.g., variables that allow for soil nonlinear behavior, rupture directivity, high-frequency attenuation) are incorporated into the mathematical models. Throughout this proliferation of data sets and GMPEs, scientists (including the writers) are losing sight of the limitations of their models and, possibly, the steady improvement in the performance of brand new GMPEs. This is reflected in Probabilistic Seismic Hazard (PSH)

estimates and, particularly, in the logic trees, which are increasingly leafy. Are GMPE branches really healthy or do they act as knots making the wood timber to sound worse?

The previous question is intentionally provocative, although it reflects a common feeling. The purpose of this work is to compare dated and recent GMPEs (see Tab. 1) in order to examine their impact (and that of the relevant aleatory sigma) on the hazard and to quantify their predictive power with reference to real case studies via a statistical scoring test.

Tab. 1 - List of GMPEs: Hm is for maximum horizontal, GM is for geometric mean, GMRotI50 indicates that the geometric mean is determined from the 50th percentile of the geometric means computed for all non-redundant rotation angles, RotD50 is the median single-component horizontal ground-motion calculated over all non-redundant azimuths.

GMPE	No. of events	No. of recordings	Magnitude type and range	Distance type and range	Ground motion parameters	Definition of H component	Definition of rock site	Region	Reference
SP96	17	95	Mw* 4.6-6.8	Repi,jb ≤ 100km	PGA, PGV, PSV up to 4s	Hm	Vs30 > 800m/s	Italy	Sabetta and Pugliese (1996)
AMB96	157	422	Ms 4.0-7.9	Rjb ≤ 200km	PGA, PSA up to 2s	Hm	Vs30 > 750m/s	Europe	Ambraseys et al. (1996)
AMB05	128	595	Mw 5.0-7.6	Rjb ≤ 100km	PGA, PSA up to 2.5s	Hm	Vs30 > 750m/s	Europe	Ambraseys et al. (2005)
MS08	82	624	Mw-Ml 4.0-6.5	Repi ≤ 100km	PGA, PGV, PSA up to 2s	Hm	Vs30 > 800m/s	Northern Italy	Massa et al. (2008)
BA08	58	1154	Mw 3.5-8.0	Rjb ≤ 400km	PGA, PGV, PSA up to 10s	GMRotI50	Vs30 > 760m/s	Global	Boore and Atkinson (2008)
CF08	60	1155	Mw 5.0-7.2	Rhypo ≤ 150km	PGA, RD up to 20s	GM	Vs30 > 800m/s	Global	Cauzzi and Faccioli (2008)
ITA08	107	561	Mw 4.0-6.9	Repi,jb ≤ 100km	PGA, PGV, PSA up to 2s	Hm	Vs30 > 800m/s	Italy	Bindi et al. (2010)
AB10	131	532	Mw 5.0-7.6	Rjb ≤ 100km	PGA, PGV, PSA up to 3s	GM	Vs30 > 750m/s	Europe	Akkar and Bommer (2010)
ITA10	218	1231	Mw 4.0-6.9	Rjb ≤ 200km	PGA, PGV, PSA up to 2s	GM	Vs30 > 800m/s	Italy	Bindi et al. (2011)
BND13	372	2120	Mw 4.0-7.6	Rjb,hyp ≤ 300km	PGA, PGV, PSA up to 3s	GM	Vs30 > 800m/s	Europe	Bindi et al. (2013)
BOR13	350	15000	Mw 3.0-8.5	Rjb ≤ 400km	PGA, PGV, PSA up to 10s	RotD50	Vs30 > 760m/s	Global	Boore et al. (2013)

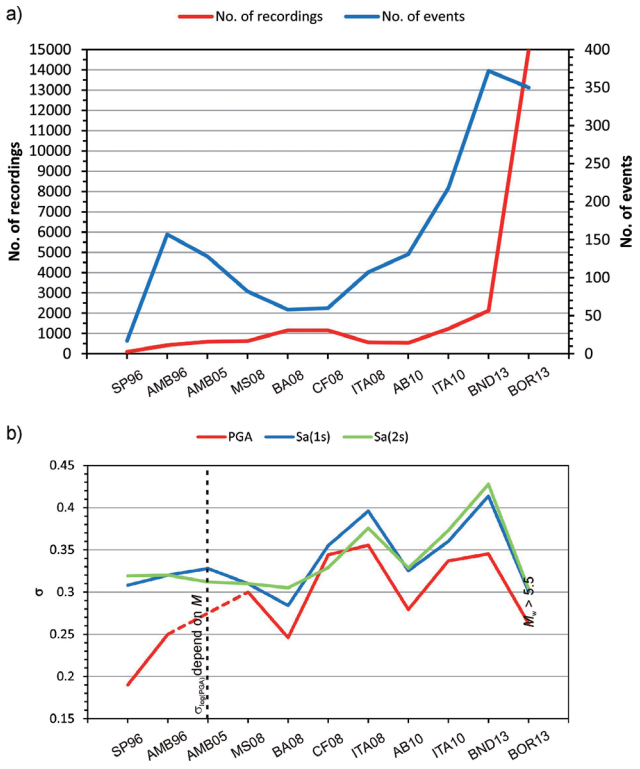


Fig. 1 – a) Number of data used to calibrate the GMPEs considered in this study and b) values of the aleatory sigma for each GMPE. GMPEs are plotted on the X axis following a temporal order.

Improvement in ground motion predictions and effect on seismic hazard. A first answer to the provocative question posed above may be given by analyzing the residuals between observed and predicted ground motion values. In this study, we apply the method proposed by Spudich *et al*. (1999) which uses the maximum likelihood formalism to calculate the mean value of the residuals (bias) and their dependence on magnitude and distance. The residual analysis (Fig. 2) is carried out for the seismic stations AQP (L'Aquila) and MRN (Mirandola), which recorded the 2009 L'Aquila sequence and the 2012 Emilia seismic crisis, respectively. Analyzing Fig. 2 in conjunction with Fig. 1b indicates that, although sigma has been increasing with time, the (absolute) residuals between observed and predicted ground motion values tend to decrease, thus suggesting an improvement in the GMPE performance (i.e., in the predictions) that will be reflected in the hazard results.

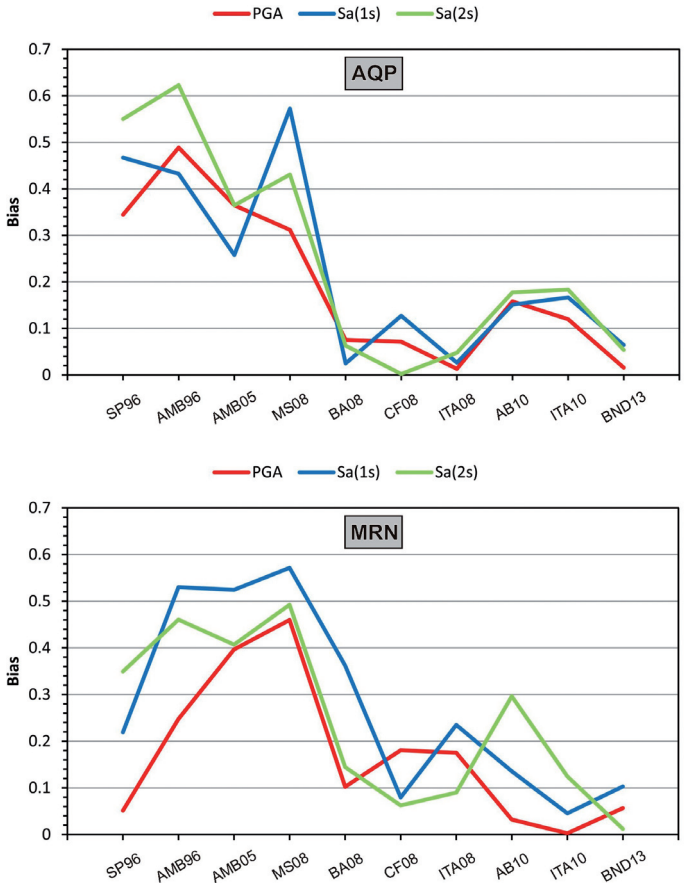


Fig. 2 – Residuals (absolute values) between observed and expected ground motion for the test sites of L'Aquila (AQP) and Mirandola (MRN). Residuals for BOR13 are not yet available.

In order to assess the effect of each GMPE on the hazard, we carried out different computational runs by varying one GMPE at a time while keeping constant the remaining PSH input models (e.g., source zone model) and parameter values (e.g., *b*-values, M_{max}). The reference seismic hazard model considers the same set of input models and parameters adopted by Barani *et al*. (2009) for the disaggregation of the Italian ground motion hazard maps (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). This set of inputs is that providing hazard results closer to the median values obtained using the entire logic tree (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). If necessary, magnitude

scale and distance conversions were applied. Moreover, GMPEs were corrected to predict the geometric mean of the horizontal components (Beyer and Bommer, 2006). Following good practice, the aleatory variability associated to conversion equations was carried across into the aleatory variability of each GMPE (Bommer *et al.*, 2005).

Analyzing the hazard curves in Fig. 3, one may observe the largest uncertainty in the results (the spread between the hazard curves is an index of the epistemic uncertainty affecting the results) produced by older GMPEs (black curves in Fig. 3). Independently of the site, recent GMPEs (red curves in Fig. 3) appear to lead to a lower dispersion in the results, with hazard curves showing similar trend; after all, this was partly expectable given our previous observations concerning Fig. 2.

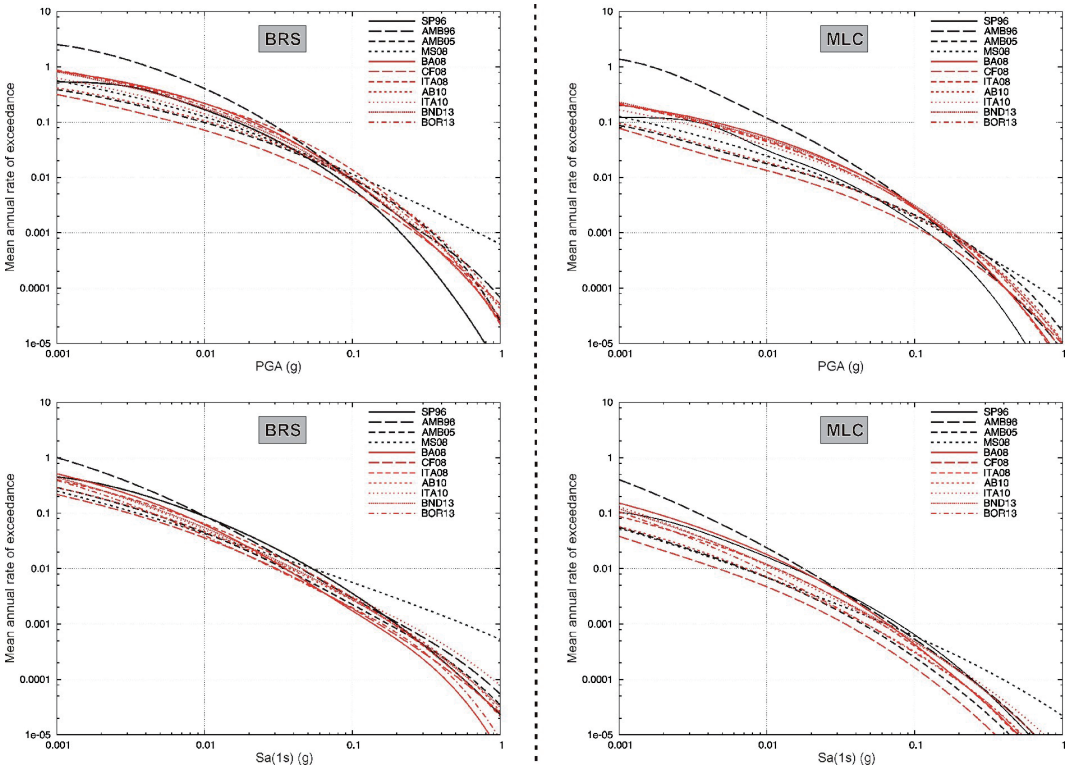


Fig. 3 – PSH curves for PGA and Sa(1s) for the sites of Barisciano (BRS) and Malcesine (MLC).

Scoring GMPEs. In order to evaluate the actual improvement in the GMPE performance (i.e., their effectiveness in predicting the ground motion), at least for application to the Italian area, we tested and scored different hazard models, each of which uses one of the GMPEs in Tab. 1. Given a set E of seismic occurrences (Evidence) and assuming that model outcomes are independent, the likelihood that in the i-th model the evidence E occurs (score) is given by (Albarello and D'Amico, 2008):

$$Q(E|H_i) = \binom{S}{N^*} P_e^{N^*} (1 - P_e)^{S-N^*} \quad (1)$$

where:

$$P_e = \frac{1}{S} \sum_{s=1}^{S} P_s \quad (2)$$

P_s are model outcomes in the form of exceedance probabilities (a Poisson process is assumed here) of any ground motion value g_s in a fixed exposure time T_s at the s-th site; N^* indicates the number of times that g_s is exceed by observations at S sites during the time period T_s.

The statistical test can be also applied to evaluate the feasibility of the models (i.e., probability p that N^* or less exceedances are expected to occur if the i-th model is "correct").

The scoring procedure was applied taking into account the PGA values recorded at 73 accelerometric stations (belonging to the RAN – Rete Accelerometrica Nazionale) operating in Italy for at least 25 years. For these sites, the PGA hazard was calculated accounting for local soil conditions. Results (for PGA only) are presented in Tab. 2 and discussed in the next section.

Discussion and conclusions. Two decades of research efforts on GMPEs seem to have lead to fruitful results:

1 - with the exception of CF08 and AB10, recent GMPEs (i.e., hazard models based on recent GMPEs) are found to be more effective in providing PGA hazard estimates supported by available observations, at least for short-to-medium mean return periods;
2 - BND 13 performs better than previous models based on European and Middle East data;
3 - BOR13 performs better than its predecessor BA08.

Tab. 2 - Results of the scoring test. The values in each cell indicate the likelihood of each model. They may be adopted to select and weight GMPEs in a logic tree scheme.

Underestimate | Overestimate | Fit

GMPE	MRP30	MRP50	MRP72	MRP101	MRP140	MRP201	MRP475
SP96	0.086	0.010	0.006	0.000	0.001	0.001	0.000
AMB96	0.002	0.025	0.059	0.090	0.039	0.025	0.025
AMB05	0.026	0.006	0.002	0.015	0.026	0.004	0.049
MS08	0.039	0.003	0.004	0.005	0.026	0.014	0.012
AB08	0.051	0.073	0.092	0.063	0.055	0.025	0.025
CF08	0.016	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.025
ITA08	0.037	0.083	0.092	0.097	0.109	0.120	0.126
AB10	0.026	0.006	0.001	0.009	0.016	0.004	0.025
ITA10	0.097	0.060	0.049	0.024	0.016	0.025	0.084
BND13	0.093	0.091	0.062	0.035	0.016	0.025	0.025
BOR13	0.081	0.093	0.086	0.090	0.055	0.058	0.049

In addition to the previous observations, it is worth observing that:

a) ITA08 is found to be the most effective model. The lower performance of ITA10 could be attributed to the distance metrics adopted. ITA08 uses *R*epi, a distance measure that is fully compatible with the way the earthquake sources (area sources in this application) are modeled in the code used for PSH analysis;
b) PGA hazard models based on GMPEs that ignore the contribution of $M < 5$ (nearby) events (SP96, AMB05, CF08, and AB10) tend to underestimate observations;
c) among dated GMPEs, AMB96 is found to be the most effective model. However, at lower mean return periods, it tends to provide PGA hazard values that overestimate observations (see also Fig. 3).

Acknowledgements. This study has benefited from funding provided by the Italian Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento di Protezione Civile (DPC).

References

Akkar S. and 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**, 195-206.

Albarello D. and D'Amico V.; 2008: *Testing probabilistic seismic hazard estimates by comparison with observations: an example in Italy*. Geophysical Journal International, **175**, 1088-1094.

Ambraseys N.N., Douglas J., Sarma S.K. and Smit P.M.; 2005: *Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration*. Bulletin of Earthquake Engineering, **3**, 1-53.

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

Barani S., Spallarossa D. and Bazzurro P.; 2009: *Disaggregation of Probabilistic Ground-Motion Hazard in Italy*. Bulletin of the Seismological Society of America, **99**, 2638-2661.

Barani S., Massa M., Lovati S. and Spallarossa D.; 2014: *Effects of surface topography on ground shaking prediction: implications for seismic hazard analysis and recommendations for seismic design*. Geophysical Journal International, **197**, 1551-1565.

Beyer K. and Bommer J.J.; 2006: *Relationships between median values and between aleatory variabilities for different definitions of the horizontal component of motion*. Bulletin of the Seismological Society of America, **96**, 1512-1522.

Bindi D., Luzi L., Massa M. and Pacor F.; 2010: *Horizontal and vertical ground motion prediction equations derived from the Italian Accelerometric Archive (ITACA)*. Bulletin of Earthquake Engineering, **8**, 1209-1230.

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**, 1899-1920.

Bindi D., Massa M., Luzi L., Ameri G., Pacor F., Puglia R. and Augliera P.; 2013: *Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods up to 3.0 s using the RESORCE dataset*. Bulletin of Earthquake Engineering, doi 10.1007/s10518-013-9525-5.

Bommer J.J., Scherbaum F., Bungum H., Cotton F., Sabetta F. and Abrahamson N.A.; 2005: *On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic hazard analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, **95**, 377-389.

Boore D.M. and Atkinson G.M.; 2008: *Ground motion prediction equations for the mean horizontal component of PGA, PGV and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s*. Earthquake Spectra, **24**, 99-138.

Boore D.M., Stewart J.P., Seyhan E. and Atkinson G.M.; 2013: *NGA-West2 equations for predicting response spectral accelerations for shallow crustal earthquakes*. PEER Report 2013/05, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

Cauzzi C. and Faccioli E.; 2008: *Broadband (0.05 to 20s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records*. Journal of Seismology, **12**, 453-475.

Gruppo di Lavoro MPS; 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/documenti/rapporto_conclusivo.pdf.

Massa M., Morasca P., Moratto L., Marzorati S., Costa G. and Spallarossa D.; 2008: *Empirical ground motion prediction equations for Northern Italy using weak and strong motion amplitudes, frequency content and duration parameters*. Bulletin of the Seismological Society of America, **98**, 1319-1342.

Sabetta F. and Pugliese A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions*. Bulletin of the Seismological Society of America, **2**, 337-352.

Spudich P., Joyner W.B., Lindh A.G., Boore D.M., Margaris B.M. and Fletcher J.B.; 1999: *SEA99: a revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes*. Bulletin of the Seismological Society of America, **89**, 1156-1170.

SAPPIAMO DAVVERO TUTTO SULLA STORIA SISMICA ITALIANA? QUALCHE DUBBIO

Gruppo di lavoro sismologia storica e macrosismologia
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Il gruppo di lavoro è costituito da ricercatori e tecnologi che all'interno dell'INGV negli ultimi mesi hanno discusso e condiviso un documento di programmazione decennale. Ne fanno parte, fra gli altri: Albini P., Arcoraci L., Azzaro R., Bernardini F., Bianchi M.G., Camassi R., Caracciolo C., Castellano C., Castelli V., Ciuccarelli C., Comastri A., D'Amico S., D'Amico V., Del Mese S., Ercolani E., Graziani L., Locati M., Lolli B., Maramai A., Mariotti D., Meletti C., Pessina V., Rossi A., Rovida A., Tertulliani A., Tuvè T., Vecchi M.

Premessa. Ci sono momenti in cui le contingenze storiche impongono di considerare con molta attenzione quale sia lo stato delle conoscenze di un determinato settore di ricerca e le sue prospettive di sviluppo, i nodi principali che quella ricerca dovrà affrontare e sui quali investire le proprie risorse.

La sismologia storica italiana ha alle spalle un trentennio di lavoro, che ha dato risultati indiscutibilmente di grande rilievo anche a livello internazionale, ma ha davanti a sé un futuro incerto. E' un settore di ricerca rappresentato da un numero esiguo di ricercatori, che hanno quindi un limitato peso 'contrattuale', e pur sviluppando ricerche di riconosciuta rilevanza culturale e sociale, viene percepito nella più ampia comunità sismologica e geofisica come una nicchia che ha già dato il meglio di sé.

Proprio per questo un consistente numero di ricercatori di questa comunità, pur senza la pretesa di rappresentarla completamente, ha sviluppato una riflessione sullo stato delle conoscenze e sulle prospettive di sviluppo sul lungo termine del settore. Il testo che segue raccoglie le riflessioni elaborate principalmente all'interno dell'INGV in forma di documento di lavoro, e ne sintetizza gli esiti.

Introduzione. Uno degli obiettivi fondamentali della ricerca geofisica e vulcanologica è la comprensione dei processi in atto all'interno della Terra i cui effetti si ripercuotono sull'uomo e sull'ambiente. Molto importanti, in questo, sono le attività di ricerca strettamente finalizzate alle valutazioni di pericolosità sismica e vulcanica (oltre che da maremoto), che consentano di attuare efficaci politiche di mitigazione del rischio. Questi obiettivi hanno una indiscussa e immediata rilevanza sociale e sono tanto più strategici in tempi di limitate risorse economiche, in cui le esigenze applicative sono comprensibilmente più alte.

La condizione essenziale per il miglioramento delle valutazioni di pericolosità è la disponibilità di basi di dati ampie, solide, affidabili e con adeguate soglie di completezza e tra i dati che contribuiscono alle valutazioni di pericolosità 'naturale' (sismica, vulcanica, da maremoto, ecc.) quelli che derivano dalla ricerca storica hanno un peso decisivo.

L'Italia oggi dispone di basi di dati storici su cui si è lavorato molto nell'ultimo trentennio, che certo sono migliori di quelle disponibili in altri paesi ma non sono ancora le migliori basi di dati possibili. Inutile dire che "migliore possibile" in questo caso non indica un prodotto che tenda a un'irrealistica quanto irrealizzabile perfezione ma uno che, realisticamente, risponda a quante più esigenze possibili da parte degli utenti e rappresenti, in qualsiasi momento, un ragionevole compromesso tra esigenze di completezza, qualità e omogeneità dei dati da un lato ed esigenze di uso immediato dall'altro.

Le considerazioni che seguono sono esplicitamente riferite allo stato delle conoscenze e alle prospettive di sviluppo delle ricerche sulla storia sismica, ma sono ancor più riferibili alle ricerche sulla storia eruttiva dei vulcani italiani e alla storia dei maremoti, settori in cui il contributo di competenze storiche è ancora, pur in misura diversa, limitato.

Una lunga tradizione. In Italia la ricerca storica nel settore delle Scienze della Terra ha alle spalle una tradizione quasi trentennale, che affonda le sue radici in una lunga tradizione che ha avuto uno dei suoi momenti migliori fra la fine dell'Ottocento e l'inizio del Novecento. La

fase più recente è nata grazie alla lungimiranza di pochi esponenti delle diverse realtà di ricerca allora presenti in Italia e alla loro capacità di cogliere un momento favorevole per l'avvio di un tipo di studi tanto necessario quanto difficile da perseguire, dato il suo carattere spiccatamente interdisciplinare e innovativo, difficilmente inquadrabile nei contesti accademici ufficialmente riconosciuti e quindi avaro di prospettive di carriera e di riconoscimenti materiali.

Durante tutto questo periodo la ricerca storica nel settore delle scienze della Terra ha potuto usufruire di risorse umane limitatissime (poche decine di ricercatori nell'intero arco temporale di attività, oggi ridotti a una quindicina scarsa da una durissima selezione naturale avvenuta nel corso degli anni). Essa inoltre è sempre stata indirizzata da motivazioni estremamente vincolate da esigenze contingenti di breve periodo, che hanno di fatto sempre impedito di affrontare il complesso ma indispensabile sforzo di pianificare sul medio-lungo termine degli obiettivi di rivalutazione complessiva delle conoscenze sulla storia sismica, vulcanologica e dei maremoti italiani.

Malgrado i gravissimi vincoli appena menzionati, la dedizione e l'interesse personale profuso da tutti i ricercatori coinvolti ha permesso di ottenere un risultato tangibile di grande valore: una base di dati rappresentata (a titolo di esempio e in termini estremamente restrittivi e incompleti) dai cataloghi di eventi (terremoti, maremoti, eruzioni vulcaniche) e dalle informazioni correlate. Questa base di dati, che pure è unanimemente riconosciuta tra le migliori al mondo, è tuttavia ancora radicalmente limitata rispetto alle potenzialità di documentazione rappresentate dallo sterminato patrimonio storico-documentario di questo paese e rispetto alle capacità di analisi rese disponibili grazie alla maturazione di discipline specifiche (sismologia e vulcanologia storica).

Una brevissima 'storia delle ricerche storiche' in questi settori può aiutare ad apprezzare meglio quale sia la situazione in cui ci troviamo attualmente.

La disciplina certamente più matura è la sismologica storica, il cui percorso inizia con il Progetto Finalizzato Geodinamica nei primi anni Ottanta del Novecento, per iniziativa di alcuni sismologi e geologi e con la collaborazione sporadica di alcuni storici. Il coinvolgimento di storici di professione crebbe numericamente negli anni seguenti e fino alla prima metà degli anni Novanta, per poi ridursi nuovamente a pochi ricercatori associati a enti di ricerca (oggi dipendenti INGV, in tutto meno di una decina di persone). Negli altri settori di ricerca la situazione è molto più critica, con una presenza di storici di professione pressoché nulla (settore maremoti) o cominciata molto di recente e coinvolgendo pochissime persone (settore vulcani).

Relativamente alla vulcanologia storica occorre rilevare che la storia eruttiva dei vulcani italiani non è finora mai stata affrontata in modo sistematico con gli strumenti della ricerca storica. In realtà non esistono veri cataloghi storici descrittivi delle eruzioni dei vulcani italiani, se non risalenti alla tradizione storico-vulcanologica di fine Ottocento-inizio Novecento, in cui manca tuttavia l'analisi critica delle fonti storiche.

Dalla metà del Novecento in poi è prevalsa la compilazione di cataloghi delle eruzioni di tipo parametrico. Il catalogo mondiale di riferimento (http://www.volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=211060) nell'ambito dello Smithsonian Institution è un mero elenco di date, spesso basato, per la parte storica dei vulcani italiani, su studi molto datati, assunti senza il necessario vaglio critico. Ad esempio, per quanto riguarda l'Etna, sono tuttora circa 30 le date di eventi che sono ritenuti "attestati" o "dubbi" e che la ricerca storica dimostra invece chiaramente falsi.

Tutto ciò serva a sottolineare, come verrà dettagliato sotto, quanto siano ampi i margini di miglioramento delle conoscenze oggi disponibili, sia nel settore della sismologica storica che della vulcanologia storica, e come alcuni importantissimi temi di ricerca siano ancora completamente da esplorare.

Ricerca storica e pericolosità. Tutte le elaborazioni di pericolosità sismica e vulcanica prodotte in Italia negli ultimi quindici anni sono il risultato di "accelerazioni" motivate da contingenze molto particolari. Tra esse si può citare in particolare il modello di pericolosità sismica prodotto tra il 2003 e il 2006 in risposta a una pressante richiesta istituzionale successiva al terremoto di San Giuliano di Puglia (2002): per predisporlo sono state utilizzate le basi di dati (sismologici, geologici, ecc.) allora immediatamente disponibili, prescindendo da livello di completezza

e omogeneità qualitativa dei singoli dati. Fino ad oggi non è mai stato possibile progettare un percorso di lavoro di medio-lungo termine mirante a costruire una base di dati che renda disponibili gli ingredienti necessari per stime più robuste della pericolosità da eventi naturali.

Nello specifico, considerato che nelle valutazioni di pericolosità sismica i dati storici hanno un peso nettamente superiore a quello di qualunque altro dato (intorno al 70-80%), e che negli ultimi anni la mappa di pericolosità sismica è divenuta una vera e propria "bandiera" dell'intera comunità scientifica, risulta evidente quanto sia (teoricamente) strategico il settore di ricerca della sismologia storica italiana.

Le ricerche storiche e i dati macrosismici. Il testo che segue sintetizza, in modo estremamente schematico (e per questo del tutto inadeguato) lo stato delle conoscenze degli insiemi di dati resi disponibili dalla sismologia storica e dal lavoro di monitoraggio macrosismico, evidenziando lacune, prospettive di sviluppo e temi critici che dovranno essere affrontati nel prossimo futuro.

Sismologia storica. Le attività degli anni passati hanno consentito una rivisitazione complessiva di quasi la metà dei circa 3.000 eventi 'principali' di altrettante sequenze sismiche. Tali eventi sono stati desunti da cataloghi parametrici degli anni Settanta del Novecento e confluiti nel catalogo terminale di quella stagione di ricerca (Postpischl, 1985).

Il livello di revisione di questi terremoti è estremamente vario: per quanto i terremoti più forti siano stati studiati in modo relativamente approfondito, la larghissima maggioranza degli studi disponibili è di carattere preliminare o intermedio (spesso, vecchi di vent'anni e più).

L'analisi delle caratteristiche e la distribuzione cronologica degli studi che costituiscono il retroterra del catalogo CPTI11 (Tab. 1) mostra che, tra gli studi considerati, meno di un quarto è di carattere avanzato e con basse (ma non nulle) probabilità di miglioramento significativo. La maggioranza degli studi è invece di carattere intermedio o speditivo e presenta quindi ampi margini di miglioramento. A tutto questo si aggiunga che un numero molto elevato di terremoti in CPTI11 deriva da altri cataloghi parametrici privi di dati di base (801 eventi, oltre a 135 derivanti da database europei). Per quanto molti di essi siano stati recentemente rivisti in forma preliminare (Molin *et al*., 2008; Camassi *et al*., 2011), il margine potenziale di miglioramento è molto ampio: per fare solo un esempio sono stati individuati numerosi terremoti chiaramente 'sottostimati' il cui approfondimento potrebbe avere ripercussioni sulle stime di pericolosità di alcune aree della penisola italiana.

Tab. 1 - Distribuzione cronologica e "livello indicativo di avanzamento" degli studi che alimentano il catalogo CPTI11 (Rovida *et al*., 2011).

RACCOLTE DI STUDI	n. di studi	avanzato	intermedio	preliminare
Studi CFTI (Guidoboni *et al*., 2007)	540	~ 170	~ 133	~ 237
Studi 2003-2008	94	~ 40 di carattere preliminare		
Studi 1996-2002	189	~ 90 di carattere preliminare		
Archivio GNDT, 1995	257	super speditivi		
Studi 1988-1994	118	speditivi		
Studi 1979-1987	123	speditivi e fortemente datati		
BILANCIO COMPLESSIVO	1321	~ 200	~ 250	~ 865
Bollettini macrosismici > 1980 [questionari]	162	fortemente disomogenei rispetto ai dati elaborati dalla ricerca storica		
DB Europei [Ecos, SisFrance]	135			
Altri cataloghi parametrici	801	[in parte studiati da Molin *et al*., 2008]		
Record strumentali	565			
TOTALE	2984			

Monitoraggio macrosismico. L'aggiornamento della base di dati macrosismica è garantito anche dai risultati delle attività di monitoraggio macrosismico. Una delle motivazioni più forti che stanno oggi alla base di questa tecnica di indagine è rendere confrontabili i dati dei terremoti recenti con quelli del passato (poiché anche i terremoti recenti possono essere letti come "storici").

Il monitoraggio macrosismico ha una lunga tradizione metodologica risalente alla stagione della sismologia osservativa fra la fine dell'Ottocento e il primo decennio del Novecento. Dopo il terremoto dell'Irpinia del 1980, questa tecnica di indagine ha avuto nuovo impulso, in ambito Progetto Finalizzato Geodinamica e Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, con il rilievo diretto di tutti i maggiori terremoti italiani, contribuendo a definire e migliorare procedure tecniche e strumenti di rilievo (per es. la definizione della nuova scala macrosismica europea EMS nel 1992-98), e all'interno dell'allora ING con la raccolta di dati da questionari attraverso la rete del Bollettino Macrosismico.

Il monitoraggio macrosismico di terremoti recenti condotto negli ultimi 15 anni è basato sul rilievo diretto, sulla raccolta di documentazione giornalistica e amministrativa, ed in parte su questionari (particolarmente utili per definire il campo completo di avvertibilità).

A partire dal 2001 i principali operatori impegnati nelle attività di rilievo diretto degli effetti dei terremoti si sono organizzati in un gruppo operativo denominato QUEST (QUick Earthquake Survey Team), dotato di un protocollo di intervento e di linee-guida procedurali; la maggior parte dei membri del gruppo proviene dall'INGV (personale presente nelle sezioni INGV di Bologna, Catania, Milano, Roma1, Roma 2 e CNT), con collaborazioni con operatori di altri enti (Università, Dipartimento della Protezione Civile).

Il fatto che i terremoti recenti siano strumentalmente ben vincolati consente interpretazioni più attendibili in chiave sismotettonica e di pericolosità. E' pertanto importante mantenere una continuità di questo tipo di indagine, per garantire una calibrazione reciproca tra dati storici e moderni, soprattutto per quei terremoti che presentino analogie dal punto di vista del pattern macrosismico.

Conclusioni: obiettivi per il prossimo decennio. L'attività di indagine storica sui terremoti e di rilievo macrosismico ha caratteristiche non dissimili da quelle derivanti dalla gestione di una rete di monitoraggio, in quanto il suo principale obiettivo è quello di raccogliere e analizzare dati descrittivi della sismicità sia nel breve che nel lungo periodo. Questi dati sono essenziali per la definizione dei processi sismogenetici, l'identificazione e caratterizzazione delle strutture attive, le stime di pericolosità.

Per tale motivo l'attività di questo comparto andrebbe pianificata in una prospettiva decennale che può essere sintetizzata nei seguenti obiettivi di medio e lungo termine:

a) studio approfondito di terremoti forti ma poco conosciuti;
b) aggiornamento sistematico, con nuove ricerche, degli studi sui terremoti presenti in catalogo con basi di dati insufficienti, inclusa la revisione degli eventi basati sul solo Bollettino Macrosismico;
c) studio di singole aree di particolare interesse (per stime di pericolosità o altro);
d) indagini a largo spettro per la sistematizzazione delle conoscenze su terremoti ignoti alla tradizione sismologica e per approfondire le valutazioni di completezza storica;
e) ricostruzione delle sequenze per la progressiva integrazione critica di tutte le informazioni su foreshocks e aftershocks;
f) monitoraggio sistematico, con procedure e strumenti di lavoro coerenti, di tutti i terremoti recenti, integrazione dei dati di rilievo parziali e aggiornamento in tempo reale della banca dati macrosismica;
g) standardizzazione delle modalità di assegnazione dell'intensità macrosismica;
h) miglioramento del calcolo dei parametri dei terremoti storici;
i) pianificazione degli aggiornamenti delle nuove release del catalogo parametrico dei terremoti CPTI e relativo database delle intensità DBMI (Locati *et al.*, 2011);

j) interazione diretta con il Centro di Pericolosità Sismica (CPS), per la definizione delle priorità di ricerca e utilizzo dei dati prodotti;
k) revisione delle conoscenze sulla sismicità delle aree di confine (oltre che di alcuni terremoti 'mediterranei' con vaste aree di propagazione) tramite la collaborazione di gruppi di ricerca europei;
l) supporto all'attività dell'archivio europeo AHEAD anche in relazione al progetto di lungo periodo EPOS, considerandolo come l'ambito in cui realizzare le collaborazioni internazionali;
m) ultimo, ma non meno importante, formazione di nuovo personale per garantire continuità all'attività del settore.

Tutto questo lavoro, che richiede energie, risorse umane e tempi molto lunghi, può portare a un notevole miglioramento delle conoscenze sulla storia sismica italiana, sia in termini di estensione sia di completezza delle serie storiche, alla realizzazione di un database integrato per una rivalutazione complessiva dei dati stessi (inclusa una significativa omogeneizzazione delle stime di intensità) e di conseguenza a un importante contributo alle stime di pericolosità.

Forte di una matura esperienza a livello nazionale, la tradizione e le metodologie sviluppate dalla sismologia storica e dalla macrosismica hanno avuto un ruolo di traino anche nel panorama europeo. L'Italia è oggi leader in Europa nel campo delle citate discipline, ruolo riconosciuto dal coordinamento di vari progetti della Comunità Europea e dal coordinamento di un Working Group ESC 2012-2016 dedicato ai dati di sismologia storica.

Le ricerche storiche, inoltre, offrono l'opportunità di comprendere meglio le dinamiche economiche e sociali determinate dall'impatto dei grandi terremoti e i processi che determinano i livelli di vulnerabilità materiale e culturale delle società, elementi essenziali per pianificare politiche efficaci di mitigazione del rischio.

Gli obiettivi sopra enunciati sono molteplici e impegnativi, ma necessari per dare un respiro strategico a ricerche che hanno un forte impatto su scelte pubbliche di grande rilievo economico e sociale.

Bibliografia

AHEAD Working Group. *AHEAD, the European Archive of Historical Earthquake Data*, doi:10.6092/INGV.IT-AHEAD, ultimo accesso 11/12/13.

Camassi R., Castelli V., Molin D., Bernardini F., Caracciolo C.H., Ercolani E., Postpischl L.; 2011: *Materiali per un catalogo dei terremoti italiani: eventi sconosciuti, rivalutati o riscoperti*, Quaderni di Geofisica, 96, INGV, Roma, 51 + 391 pp.

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Valensise G.; 2007: *CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*. INGV-SGA. http://storing.ingv.it/cfti4med/

Locati M., Camassi R., Stucchi M. (eds); 2011: *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11. DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11

Molin D., Bernardini F., Camassi R., Caracciolo C.H., Castelli V., Ercolani E., Postpischl L.; 2008: *Materiali per un catalogo dei terremoti italiani: revisione della sismicità minore del territorio nazionale*, Quaderni di Geofisica, 57, INGV, Roma, 75 pp. + 1396 [CD-Rom]

Postpischl D.; 1985: *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Progetto Finalizzato Geodinamica. *Quaderni de «La Ricerca Scientifica»*, n. 114, v.2B.

Rovida A, Camassi R., Gasperini P., Stucchi M. (eds); 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

RUMBLES AND MISTPOEFFERS IN VAL PELLICE (WESTERN PIEDMONT) WITH AND WITHOUT EARTHQUAKES: A COMPARISON BETWEEN RADON 222 AND INFRASOUNDS MONITORING AND UNUSUAL ANIMAL BEHAVIORS

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

[1] Seismic Precursors Study Center (SPSC), Torre Pellice (TO), Italy
[2] Istituto di Alta formazione artistica e musicale G.F. Ghedini, Cuneo, Italy
[3] Voce Pinerolese, Pinerolo (TO), Italy

Historical accounts and local people witnesses: a perceptive description of rumbles. The area of Val Pellice, located in western Piedmont, has a moderate seismicity, the recent classification of the seismic risk is 3S, but sometimes it is the theatre of earthquakes with magnitudes greater than 4 and 5 Richter, like the famous seismic event of April 2, 1808, with a magnitude recently estimated in 5.7 Richter. Regarding this latter earthquake, we have in Pinerolo an interesting relation of physicist G. Eandi and of captain L. Garola: they reported several observations during the long period of the following seismic storm, recording monitoring of chemical and physical parameters, unusual animal behaviors, anomalous atmospheric phenomena and seismic rumbles. Recently, the first author has added to monitoring of a few physical parameters also a research about local people witnesses of pre-seismic and seismic observations. It is very interesting to note that people living near the top of Vandalino Mountain or near Castelluzzo Peak, are better qualified to observe nature than people living in the centre of villages in Val Pellice: so during a seismic period, more observations by farmers are possible about anomalous animal behaviors and rumble or mistpoeffers. A statistic research on this topic is going on, but it is necessary to consider a more consistence of anthropic influences in centre of villages or little tows and different geologic morphology of areas of Castelluzzo-Bonnet, Vandalino's top, outer hamlets of Angrogna, Villar Pellice, Bobbio Pellice and Rorà.

The no-profit association Seismic Precursors Study Center (SPSC), which collects these data, is located 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 an abandoned iron mine, near a particular "geological sanctuary" (Compagnoni and Sandrone, 1981) of Castelluzzo. The area of Castelluzzo and Bonnet is rich in augen-gneiss, of eruptive origin, in biotite, ophiolite, zeolite, pechblenda and in "Luserna Stone" (gneiss). Around Castelluzzo Peak it is possible to observe a slight geothermal activity, with warm emission of sulphureous gases from rock cracks. It is also interesting to note in the local toponymy a few names that have evident connection with the presence of creeks with moderately warm water (Rive chaud, La Chauda…). This is also present in areas of Barge (Cuneo), near Bracco Mountain and near Rocca of Cavour. Both mountains have characteristics similar to those of Vandalino Mountain.

In Val Pellice it is possible to hear frequently rumbles, and it is necessary to do an accurate description of them, on the basis of perceptive acquisition of their origin, direction and temporal term. Often these rumbles follow the rapid rise of grey-ochre clouds from ground depressions at the top of Vandalino, or near Castelluzzo, or near the Bric Bucie (Bobbio Pellice).

The rumbles can be perceived as underground or air rumbles:

a)- *underground rumbles* can be perceived as long underground thunders, as underground rolls of timbals or of kettle drums (not of drums without resonance case), as an underground landslide of big rolling stones, as underground "mistpoeffers" similar to far gun shots, but acoustically stifled, "brontides", similar to the closing of a big underground door;

b)- *rumbles in air* can sometimes perceived as single blows in air, without echo, or wind blows, with a temporal long term, or as far gun shots in air, with a long period of detonation.

Taking into consideration the historical accounts of Eandi, it is important to underline that the observations of Eandi and Garola are similar to those reported by the first Author, in the same region, in Val Germanasca and Val Chisone. Moreover, there is an interesting citation in poetic verses of lyric aria "La calunnia è un venticello", written by the composer Gioacchino

Rossini, contemporaneous of Eandi, that says: "La calunnia è un venticello, un'auretta assai gentile… un tremuoto, un temporale… che fa l'aria rimbombar, come un colpo di cannone…". Rossini was impressed by the chronicles of earthquakes in Val Pellice and the same words of Eandi are present in the lyric aria in "Barbiere di Siviglia", whose librettist is Cesare Sterbini, that compares the progressive diffusion of slander to a seismic phenomena. In lyric literature this comparison slander-seismic phenomena-volcanic explosion is often present, according to a popular knowledge concerning seismic and pre-seismic phenomena.

With reference to rumbles similar to underground rolls of timbals, we must observe another comparison with musical language: these rumbles have a progressive rise in frequencies and intensity, as in a "Beethoven's crescendo and diminuendo" or as in a "crescendo rossiniano", we can better observe this characteristic in images of infrasound monitoring, thanks to Spectrum Lab elaborations. Often, in these cases there are contemporaneous earthquakes.

Generally, in the case of underground rumbles, there is a contemporaneous little local trembling of the ground, not necessary an earthquake, that often happens 8-15, sometimes 20 hours before earthquakes with epicenter 50-150 km far from Torre Pellice, generally in the area of Cuneo, of Barcelonette or of Briançon (France); if there is an important, long storm of shots and rumbles. So we can consider this local trembling following underground rumbles on Vandalino as a phenomenon connected to another future seism with a farther epicentre.

In a few cases, rumbles similar to gun shots (observed in Torre Pellice and in a big area of Piedmont and Liguria) happened after earthquakes with magnitude of 4.6 Richter (July 2011), and after a 5.0 Richter (April 2014) in the French Southern Alps, but one time the same rumble happened in Val Pellice 40 minutes before a seism with a magnitude of 0.8 Richter, near Acceglio (July 2012).

Sometimes, rumbles and "mistpoeffers" are localized very well in Castelluzzo Peak, in a small underground area of 500-700 m of height: below this area you can hear the rumble above it, while above this area the rumbles can be heard from below. People living near Castelluzzo have the same perception.

Often, rumbles, localized in Rorà's area or in the nearby Frioland Mountain, are followed by a local seism after 50-80 minutes, if there is a sequence of rumbles after the first one. In the consideration of eventual connections between rumbles as pre-seismic or post-seismic phenomena and earthquakes, it is important to take into account the difference of geological micro-zones. Then, it is necessary to distinguish rumbles and brontides where no earthquake follows from the rumble of a seism taking place.

In the area of Rorà and Barge there are several gneiss mines, so it is important to differentiate natural rumbles from mine detonations: explosion rumbles of mines have higher frequencies than natural rumbles, they are very short and animals (generally dogs and birds) always cry after these detonations. In the case of natural rumbles and "brontides", animals cry 70-80 seconds before them, but a wider number of animal species is interested, crying together: dogs, donkeys, cows, cocks, chickens, crows, buzzards, night-birds of prey. Concerning night-birds of prey, they usually scream during the night, but in the case of brontides they cry also during the morning or the afternoon.

A musical sensibility in acoustic perception can assist while considering little differences in the tonal language of animals during their normal life or during situations of alarm.

In case of rumbles and brontides followed by earthquakes, vocal animal alarms are like those observed in phase C, before earthquakes (de Liso and Fidani, 2014; de Liso *et al*., 2014); vocalizations are more excited and, bearing in mind dog cries, we can hear melodic dissonant intervals. In case of rumbles and brontides without subsequent earthquakes, the shrills are less frequent, but always excited (generally high and with melodic dissonant intervals) and the temporal period of vocal alarm is shorter than in phase A (several hours before earthquakes).

Infrasound monitoring: instrumentation, monitoring modality, Spectrum Lab's images of rumbles. *Instrumentation*. In SPSC an infrasound monitoring by an Infrasound Aetech Meter

has been active for two years, with the following characteristics:

Power voltage:	Battery 12 volt
Dimensions:	300x210x35mm, 1 kg.
Degree of protection:	IP 44
USB range of measures:	0-20 Hz.
VCO range of measures:	0-35 Hz.
Stabilization time:	40-50 S.
Graphic display:	USB interface
Acoustic gauge:	B.F. exit:1175 - 2400 Hz.
Central frequency:	1780 Hz.
Battery life:	6 hours
Sensor:	Infrasounds pickup of Aetech Infrasounds Monitor

The Infrasound Meter is placed in SPSC basement of the first author's house, as we can see in Fig.1. The sensor of the infrasound detector is placed near a wall, at a distance 15 cm from it (de Liso *et al*., 2013).

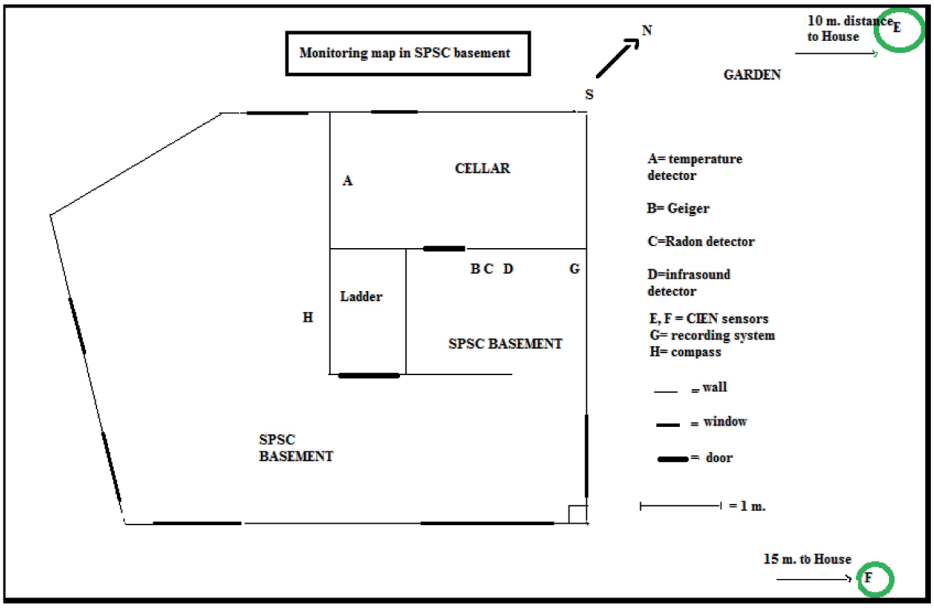
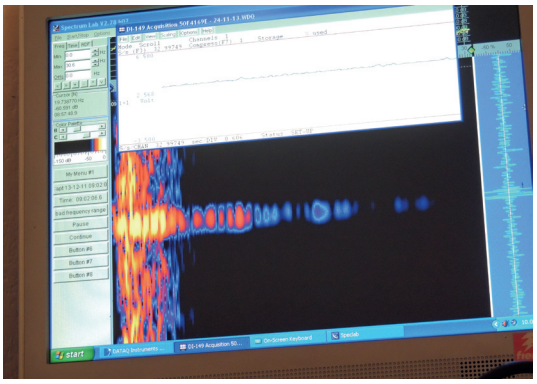


Fig. 1 – Location of the infrasound Meter.

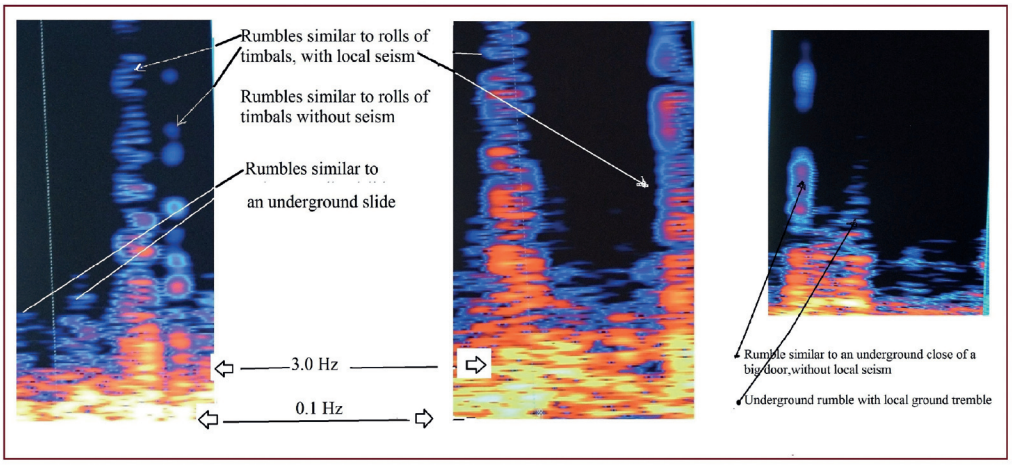
Monitoring methodologies. The monitoring, continuous and connected with a computer, is intentionally placed to this day in the first author's house, near a forest, in an area with little anthropic disturbance. Normal family life gives the first author the possibility of discrimination between anthropic and natural sounds, rumbles and so on, thanks to images formed by the Spectrum Lab. Spectrum Lab, connected to Infrasound Meter, synthetically gives her information about frequencies, intensity in dB and seconds (Fig. 2a).

Thanks to her acoustic perception (windows are left open during these studies), contemporaneous to the observations of Spectrum Lab, she can note the different origins of the sounds and the causes generating them. To this research methodology with Infrasound detector, observations with a Geiger Detector on Castelluzzo and near the summit of Vandalino Mt. are also added. The next project of SPSC of an infrasound monitoring in an outside place with a low anthropic disturbance, but this is now not technically easy.

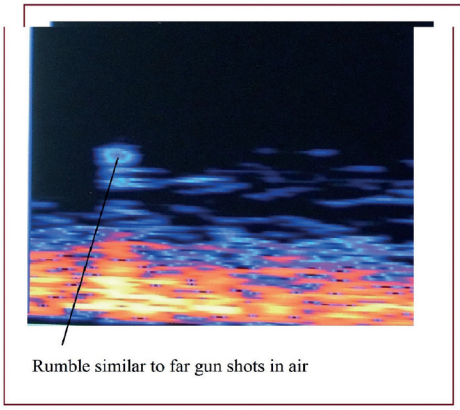
Aetech Detector gives also continuous data in volt/s and in Hz/s (Fig. 2a).



a)



b)



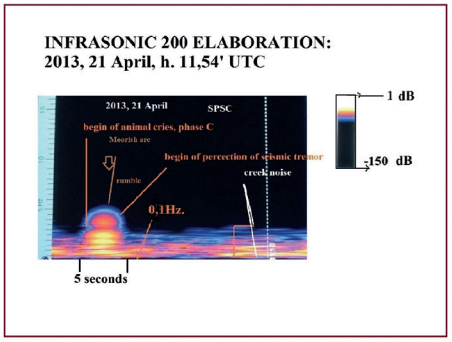


Fig. 2 – a) Spectrum Lab. connected to Infrasound Meter; b) Spectrum Lab. elaboration (images of different underground rumbles and rumbles in air).

Spectrum Lab's images of rumbles. Images of Spectrum Lab show very well the differences between the various typologies of rumbles, especially those similar to underground rolls of timbals, with or without earthquakes (Fig. 2b). Concerning the instrument elaborations of underground rumbles similar to rolls of timbals, we can observe a gradual increase and then decrease both in frequencies and intensity (Fig. 2b). This "crescendo" and "diminuendo" frighten animals more than other noises, because during this phenomenon animals cry with shrills

more intense than during other rumbles with or without earthquakes. Perhaps the increasing in frequency and intensity gives the animals the sensation of a terrific danger, that pounce as a predatory on a quarry. Generally animals begin to cry when the frequency values are around 3-3.5 Hz, but only when these low frequencies rapidly rise. In fact, when natural (creek noises) or anthropic noises or sounds with low frequency values are rather constant, animals are calm. It is interesting to observe some circular and oval figures in spectrum analysis of rumbles when the increase and the following decrease in intensity and frequency are rather uniform. In Fig. 2b we can observe a spectrum figure as a Moorish arc.

Animals (those mentioned in chapter 1) always shrill before the rumbles just mentioned above, whatever they may be, but rumbles having a spectrum elaboration with geometrical forms similar to circles, ovals or Moorish arches, when are not followed by a seism, infuse in animals a great fear that expresses itself in anomalous behaviors with high shrills preceding the rumbles. In this instance, animals start to shrills when the frequency of such rumbles is between 3 and 5 Hz. Instead other typologies of rumbles, underground or in air borne, always preceded by animal high cries, induce animal to seek safety by taking to flight, if this is possible. Perhaps, regarding other typologies of rumbles there is a greater association with earthquakes and landslides.

Rise in Radon emission, eventual seismic events and rumbles increasing. In an area rich in augen-gneiss, of eruptive origin, and in pechblenda, with also emission of gases, often warm before seism, a continuous Radon ^{222} monitoring can provide good information about underground gases or water shifting, eventual seismic precursor (de Liso, 2010; de Liso *et al.*, 2011).

The instrument for the Radon monitoring is a Radon-meter detector (Geoex, model 1027), located in SPSC basement, as we can see in Fig. 1.

To this day, we have often observed before local earthquakes a rise in Radon mean values, two, three days, sometimes one week before. In the case of earthquakes with magnitude over 3.5 Richter we have sometimes observed a few variations of water-course of creeks in Val Pellice, this happened also for Biglione creek. In these cases, a remarkable variation of Radon mean values was recorded in SPSC. For example, one week before the seism of April 7, 2014, with magnitude 5.0, depth of 5 km and with epicenter distance of 25 km from Torre Pellice, we recorded in SPSC Radon values inferior to the average, contemporaneously to a sudden reduction in the flow of Biglione creek (near SPSC). A reconnaissance on the area above SPSC by the first Author has shown her a variation of the water flow of Biglione creek above Castelluzzo: the creek became hollow in a large transversal crack, and the noise of the water was similar to the one of a waterfall. During the same time, Biglione's water flow near SPSC was much reduced despite the rains just occurred, Radon mean values in SPSC basement were 81,4 Bq/m^3, lower than the average local values before a seism. We can suppose that creeks that became hollow in cracks, can create cavities, which can changes Radon carriers, underground movements of gases and the production of different typology of rumbles.

For example, in the week before the earthquake of April 7, 2014, a new Radon monitoring (with Geoex Radon dosimeters) in a second house 300 m from SPSC, that had showed for the two months before Radon mean values of 14.8 Bq/m^3, recorded mean values of 181.4 Bq/m^3. During this same week, this latter house had the basement flooded, so also two houses located nearby. The inverted situation of Radon mean values between SPSC and this house persists at this day, even if in SPSC basement Radon mean values are gradually returning at higher average values, luckily not as in December 2013 (Fig. 3). In this instance, together with the anomalous emission recorded in the basement of SPSC (1517 Bq/m$^{3)}$, an important increase in temperature occurred together with numerous rumbles (more than 50) a day before a local seism (2.6 Richter).

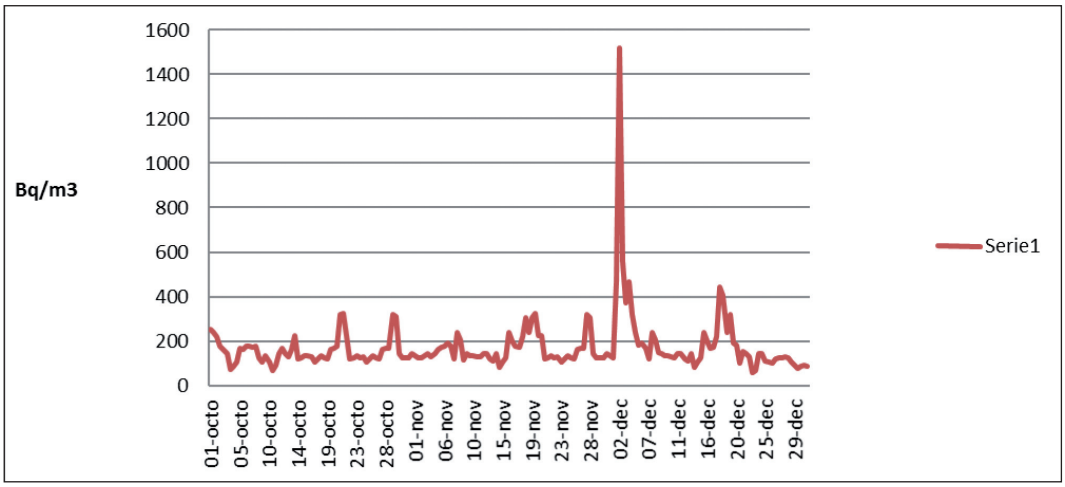


Fig. 3 – Radon^{222} emission in SPSC, October-December, 2013.

Radon is a heavy gas, so it can be pushed up by warmer gases, or by underground water. At this day, we have noted that an increase of Radon mean values can forewarn a seismic period, not always immediately, but a sudden increasing of Radon emission is always accompanied by a temperature rise and by a rise in frequency of rumble events, with or without earthquakes. The sudden increasing to the high value of 1517 Bq/m^3 on December 2, 2013, was simultaneous with an increase in temperature (over 5° the mean) in SPSC basement and was preceded by several rumbles, similar to underground rolls of timbals, and to far gun shots, but acoustically stifled. The "brontides", similar to a closing of a big underground door were numerous, especially at the beginning of the Radon increasing. They remind some kind of floating pistons, tossed by underground water. These brontides, in fact, at the beginning of the long sequence of rumbles, are rhythmical enough, with short period of constant intervals of events. Actually, on December 3, 2013, a little earthquakes happened in Cuneo's area, with a magnitude of 2.6 Richter. But we must not think that there can be a possible correlation between high average values of Radon emission and high values of magnitude of the future earthquake, because the valuations based on graphic analysis do not confirm this. In Fig. 3, rumbles happened just before every sudden increase in mean values, with animal alarms 50-80 second before every rumble.

Conclusion. We can resume the following:

a- The interesting geological structure of Valle Pellice, especially of Vandalino Mountain and Castelluzzo Peak presents good opportunities of development to the research on seismic precursors;

b- During pre-seismic phase, the increases in Radon emission, in temperature values and in the frequency of rumble events are connected together; the future earthquakes can happen not always soon, but these parameters can be good precursors, with short, medium and long forecast period;

c- Always with a sudden increase in Radon emission and in soil temperature there are rumbles of different typology:
1-*underground rumbles* similar to underground thunders, to underground rolls of timbals, to an underground landslide of big rolling stones; there are also "mistpoeffers" similar to far gun shots, but acoustically stifled, "brontides", similar to a close of a big underground door;
2- *rumbles in the air* similar to single blows in air, without echo, or wind blows, with a temporal long term, or to far gun shots (rarer);

d- Animals always give alarms before rumbles, with or without following earthquakes;

e- Animals give alarms before local earthquakes, but on this topic there are many particular observations to do;
f- Every typology of rumble is very differentiated by infrasound monitoring and by Spectrum Lab analysis.

Acknowledgments. C. Fidani, G. Martinelli, L. Pierotti, A. Riggio, R. Sandrone, A. Vaio

References

G. de Liso; 2010: "Caratterizzazione del territorio nell'individuazione dei precursori sismici locali nel Piemonte Occidentale"in *29° Convegno Nazionale GNGTS, Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra solida*, (Trieste 14-17 Novembre 2010, Palazzo dei Congressi della Stazione Marittima, Riassunti estesi delle comunicazioni, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) //pp. 208-211.©

G. de Liso G.; Lattarulo F., Viotto A.; 2011: "Piezonuclearità, piezoelettricità e piezomagnetismo delle rocce di gneiss e caratterizzazione territoriale della fenomenologia sismica nel Piemonte occidentale, nuove prospettive di studi" (*30° Convegno Nazionale GNGTS, Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra solida*, Trieste, 14-17 Novembre 2011, Palazzo dei Congressi della Stazione Marittima, Riassunti estesi delle comunicazioni, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) // pp. 603-604.

G. de Liso, C. Fidani, A. Viotto; 2013: "Multiple-parameter and seismic precursory phenomenology in unusual animal behaviour in Western Piedmont" (Atti del 32° Convegno GNGTS di Trieste 2013, Tema 2), // pp. 60-66.

G.de Liso G., C. Fidani, A.Viotto; 2014: "Unusual animal behaviour before earthquakes and multiple parameter monitoring in Western Piedmont", Earth Science 02/2014, 3(1), 14-25, doi: 10.11648/j. earth. 20140301.13

G:.de Liso, C. Fidani; 2014: "Seismic Precursory Phenomenology in Unusual Animal Behaviour in Val Pellice, Western Piedmont, in Comparison with Anomalies of Some Physical Parameters",Open Journal of Earthquake Research, 2014, 3, 30-42 Published Online February 2014

R. 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.

POSITIVE CORRELATION BETWEEN STRONG INDONESIAN AND PHILIPPINE REGION EARTHQUAKES AND NOAA SATELLITE LOW L-SHELL ELECTRON BURSTS

C. Fidani[1,2]

[1] Central Italy Electromagnetic Network (CIEN), Fermo, Italy
[2] Osservatorio Sismico "Andrea Bina", Perugia, Italy

Introduction. Low Earth orbit environment has been studied from space using charged particle detectors to principally analyse solar cycle (Reeves *et al*., 2011), auroral phenomena (Baker *et al*., 2004) and cosmic ray (Adriani *et al*., 2009). Ionospheric disturbances linked to seismic activity were first observed around the time of the great Alaskan earthquake on March 28, 1964 (Davies and Baker, 1965). Satellites measurements have confirmed the potential importance of this research (Larkina *et al*., 1963), which provided medium and far field viewing points of lithosphere phenomena with respect to the earthquake influence size. Several of the particle detectors used in solar studies have been used to investigate electron precipitation in connection with strong earthquakes (Sgrigna *et al*., 2005; Rothkaehl *et al*., 2006). They concerned the more stable inner (L < 2) Van Allen Belts with respect to the outer belts which strongly depend on geomagnetic activity (Millan and Thorne, 2007). These studies were based

on data coming from satellite missions lasting only a few months or collected a few months with equal attitude data, therein providing weak evidence for correlations with earthquakes (Sgrigna *et al*., 2005; Aleksandrin *et al*., 2003). These flux variations have been interpreted as pitch angle diffusions induced by Coulomb scattering (Walt and Farley, 1976) and resonant wave-particle interactions (Aberl and Thorne, 1998). However, the theoretical explanation for the flux variations are still being elaborated upon (Albert and Bortnik, 2009).

The NOAA particle database had already been studied by means of particle bursts in connection with global seismic activity during quiet solar periods (Fidani *et al*., 2008). Exceptional increasings of particle fluxes were discovered in connection with the largest quakes that struck the Indonesian region over the last two decades. Contiguous particle bursts as singlle events were also studied. In order to distinguish correlations with seismic activity from seasonal variations of particle flux and solar activity, the geomagnetic indexes Ap, kp and Dst where considered. Moreover, earthquake clustering was initially included to study the types and causes of false correlations (Fidani *et al*., 2010). Finally, their auto-correlations were investigated (Fidani *et al*., 2012).

The NOAA particles fall into a lower range of energy, compared to previously observed particle precipitations associated with earthquakes (Galperin *et al*., 1992; Boskova *et al*., 1994; Ruzhin *et al*., 1998). The particle database contains from 30 keV to a few MeV electron and proton counting rates (Evans and Greer, 2004), which is similar to DEMETER IDP (Sauvad *et al*., 2006). A criterion to select electron bursts has been applied on high energy electron flux data at 70 keV–2.34 MeV recorded by IDP on DEMETER (Zhang *et al*., 2013). In this study, the calculated time differences between counting rates and earthquakes were longer than those of previously published works, and increases in energetic electron fluxes were observed a few days before earthquakes (Anagnostopoulos *et al*., 2010), accompanied by broadband kHz emissions (Zhang *et al*., 2012) and compared to the VLF transmitter contributions (Sidiropoulos *et al*., 2011;). Furthermore, a statistical similarity between high energy charged particle fluxes detected by DEMETZER and earthquakes has also been reported (Wang *et al*., 2014). Being so, complete correlation analysis was applied to NOAA database to verify a non-casual association of particle precipitation with large seismic events.

Data preparation and analysis. The NOAA archive record covers a measurement period of 32 s of data (Evans and Greer, 2004), including a full set of orbital parameters provided every 8 s. In addition, satellite latitude, longitude and altitude are provided every 2 seconds. The archive record include 16 full data collection cycles from the MEPED electron and proton telescope instruments, so they are provided every 2 s with a sampling interval of 1 second. A selected portion of the SEM-2 instrument status, temperature, and system health data as well as data quality and ancillary information, are included. Unreliable counting rates were excluded from the analysis using flags signalling errors in NOAA detectors. Since the energy for the electrons is a cumulative sum over three thresholds equal to E1 = 30 keV, E2 = 100 keV and E3 = 300 keV, and the energy interval was determinant for the scope of this analysis to consider the best defined energies, new energy channels derived from the difference of the energies thresholds were defined for the intervals 30–100 keV, 100–300 keV and >300 keV. As all sets of orbital parameters were provided at least every 8 s, this value was chosen as the basic time step of the study. Consequently, all other variables were defined in the 8 s time step. Thus, 8 s averages of counting rate, latitude, longitude, MEPED and omnidirectional data were calculated. The first step in the preparation of NOAA data consisted in the storage of all binary files into Ntuples (Couet, 1998) where the time step was 8 s. From July 1, 1998 to June 30, 2011, binary data were downloaded from NOAA (http://www.ngdc.noaa.gov/stp/satellite/poes/dataaccess.html) and examined to exclude uncorrected instrument operations through their corresponding flags.

Inner belt particle flux increases by over one order of magnitude were always observed during the main phase of magnetic storms (Tadokoro *et al*., 2007), which occur in rapid response (< 1 day) of the inner Van Allen Belts to the solar wind velocity peak (Vassiliadis, 2008). Sudden

Ionospheric Disturbances were considered possible sources of particle flux perturbations as in past discussions (Sgrigna *et al*., 2005). Sudden Ionospheric Disturbances are produced in the ionosphere by enhanced solar radiation during solar flares, which include VLF-LF effects (Deshpande *et al*., 1972), and cosmic rays (Inan *et al*., 2007). In order to include the geomagnetic and extraterrestrial influences on the particle fluctuations, the counting rate data were associated to daily averages of the geomagnetic Ap index and Sudden Ionospheric Disturbances (http://www.aavso.org/solar-sids), as well as three hour averages of the Ap index (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETICDATA/APSTAR/apindex). The counting rate exclusions from the correlation analysis occurred when geomagnetic indexes overcame thresholds, which were calculated by annual and 11-year Sun particle modulations (Fidani *et al*., 2012). As counting rate fluctuations originating in the magnetosphere also occur in sub-storm activity, the quality of the selected quiet geomagnetic days was verified including days with Dst variations (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/index.html) less than 30 nT.

The first step of the analysis was to define the significant electron counting rate fluctuations. Data processing started by building a map of daily counting rates in the geomagnetic invariant space (Walt, 1994), since counting rates are strongly variable along the satellite orbit. Counting rates compared at each geographical position was same as considering the counting rate contribution from several phenomena at different energies, which show a very irregular behaviour with a sudden counting rate increase of several powers to the tenth. A multi-peak distribution descending from such an approach gives no standard statistical results. Adiabatic invariants, however, allow for the determination of different geographical positions where particles are expected to possess the same dynamics and where counting rate deviations can be studied (McIlwain, 1966); thereby permitting to search for fluctuations. Here, particle dynamics were described by their adiabatic invariants: geomagnetic field at mirror points B_m and the magnetic shell parameter L. The parametrization of $B_m = B/cos2\alpha$ with respect to the geomagnetic field B and the pitch angles α at each other position were introduced, so to represent counting rate in a 4-dimensional matrix (t;L;α;B) including time. Unlike previous works (Aleksandrin *et al*., 2003; Sgrigna *et al*., 2005), the introduction of B parameter was useful because it allowed to control the strong counting rate spatial variability when it entered the South Atlantic Anomaly (Asikainen and Mursula, 2008).

As made in past works, to obtain less than 1% probability that the counting rate fluctuations x_s were of a statistical origin, the condition $P(x_s) < 0.01$ had to be satisfied by following the method described in (Fidani *et al*., 2008). The counting rate x was considered to be a significant counting rate fluctuation with probability greater than 99% if $x > x_s$, corresponding to the same adiabatic coordinates. Poisson distributions at all regions were expressed by their averages in the adiabatic space. Being so, it was possible to verify if NOAA particle telescopes revealed any significant counting rate fluctuations along the entire satellite orbit. For example, single electron burst events were defined by simply joining contiguous 8 s electron counting rates which exceeded x_s, up to a maximum total duration of 600 seconds (Fidani et al., 2010). The pattern obtained by summing the daily 8 s electron counting rates which exceeded x_s at low L-shell intervals between 1998 and 2011, for the 0° detector with electron energy from 30 keV to 100 keV is shown in Fig. 1.

Correlation between earthquakes and electron bursts. The correlation was defined by filling a histogram with the differences T_{EQ} - T_{EB}, between the earthquake time T_{EQ} and the electron burst time T_{EB}, only for those seismic events and particle precipitations which satisfied $|L_{EQ} - L_{EB}| \leq 0.1$. This calculation was performed at different altitudes of earthquake epicentre projections, by estimating L_{EQ} at each altitude from -600 km up to 3200 km in increments of 100 km.

To reduce the effects of solar activity, data corresponding to low values of Ap indexes were chosen for three and 24 hour intervals (Fidani *et al*., 2012). Furthermore, electron burst data were considered "Sun influenced" when Sudden Ionospheric Disturbances occurred within the

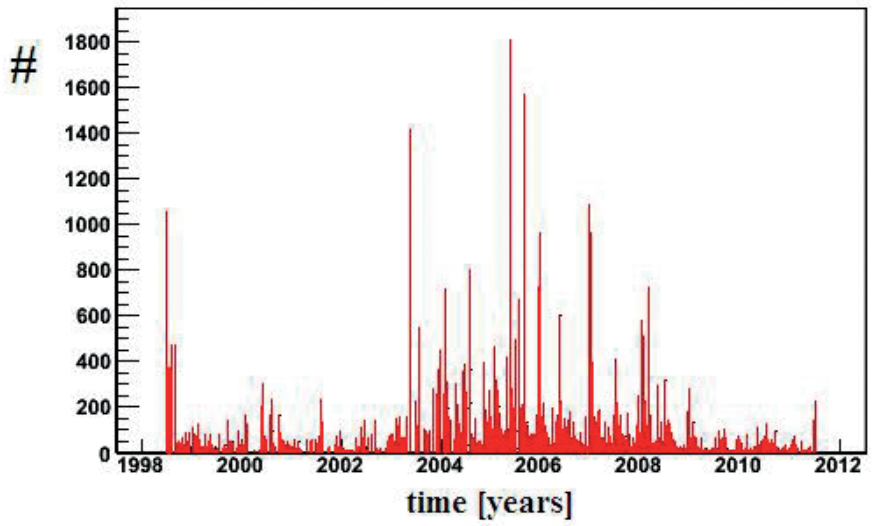


Fig. 1 – Cumulative daily number counting rates of electrons, exceeding the threshold xs, in the drift loss cone over 13 years of NOAA-15 detection; it was obtained in a low L-shell interval for electron energy from 30 keV to 100 keV of the zenith telescope.

same day; therefore, such days were excluded from the correlation. In past works (Fidani *et al.*, 2010) the Ap daily threshold was fixed at 18, while the three hour Ap indexes were considered with a threshold fixed at 13. Finally, due to long period Sun influences which had already been reported in Fidani works, annual and eleven year modulations of the thresholds associated with the two integer Ap indexes, were also applied to better exclude data with geomagnetic indexes.

Several correlation peaks appeared from the first electron energy channels corresponding to 30 keV - 100 keV detected by the vertical telescope. Whereas, correlation peaks did not appear from other electron energy channels utilising vertical telescope or from any electron energy channels utilising horizontal or omnidirectional telescopes. Furthermore, no correlation peaks up until now have appeared from similar NOAA-15 proton analyses. The same algorithm was applied to the particle databases of all other polar NOAA satellites, but no correlation peaks were observed from the first electron energy channels, nor from any other energy channels or particle types. The dusk/noon orbit of NOAA-15 was the only one different from the other NOAA POES orbits, which were all characterised by day/night.

Correlation plots of 30 keV - 100 keV energy channel electron bursts are shown in Fig. 2, depending on the earthquake epicentre projection altitudes. The plot ranges ±3 days in time difference between earthquakes and semi orbit electron bursts. The distribution shapes and average values calculated on ±3 days were compared with standard deviations of correlation events, evidencing super-poissonian distributions. Significant correlation peaks appeared between 2 and 3 hours of positive time difference, which means that the electron burst was observed before the corresponding earthquake. The peak started to be significant when considering earthquake projections above 1500 km altitudes. The correlation was maximised by using earthquake magnitude M ≥ 6 only. Pitch angle restrictions required that the particles be precipitating, meaning that their values were mostly in the loss cone. Specifically, particles in these electron bursts concentrated in intervals around 65° and 135°. Results in Fig. 2 were obtained neglecting pitch angles far from these values, with $30° \leq \alpha \leq 80°$ and $120° \leq \alpha \leq 160°$. The earthquake depths lower than 200 km were considered, that is they had to be close to the surface.

Correlation discussion. Epicentre locations whose earthquakes were correlated with electron bursts, were those in both the Indonesian and Philippine Regions, with few in South

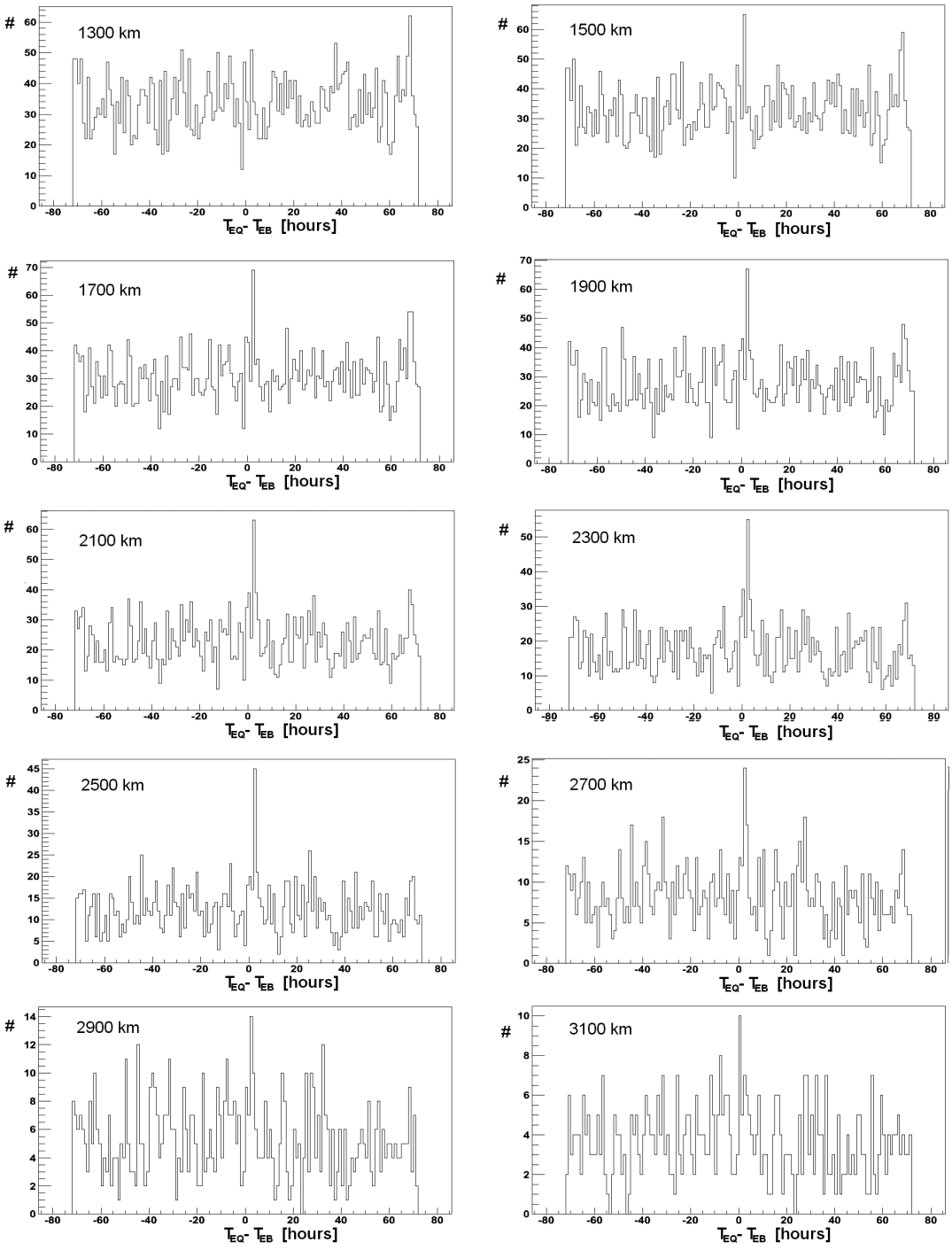


Fig. 2 – Correlation plots between earthquakes and electron bursts when earthquake epicentres were projected at 1300 – 1500 – 1700 – 1900 – 2100 – 2300 – 2500 – 2700 – 2900 – 3100 km, the 2 – 3 hour peak appears for earthquake projection altitudes of about 1500 km and disappears above 3100 km. The correlation is most significant near 2500 km, where the peak value overcomes the average correlation of about 5 standard deviations.

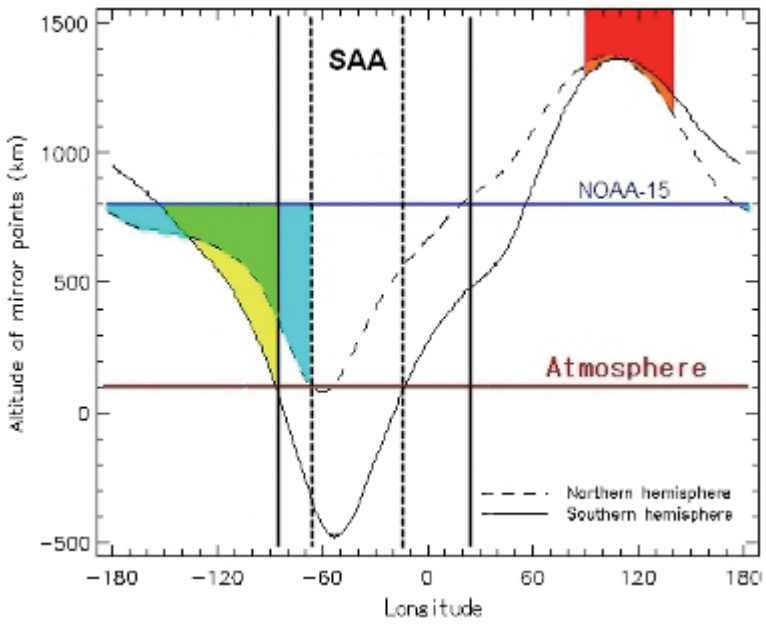


Fig. 3 – The altitudes of mirror points for electrons at L = 1.2 are indicated compared to NOAA-15 and atmosphere altitudes. Coloured areas indicate altitude/longitude regions where there are bouncing points of electrons that are detectable by NOAA-15 satellite. Yellow and sky-blue areas are relative to the Southern and Northern Hemispheres, respectively; the green area is the shared area. The red and orange areas are the more frequent possible interaction areas between earthquakes and electron bursts. The South Atlantic Anomaly is delimited by vertical lines.

America. Earthquakes occurred principally in the sea, which was in contrast with previous results (Sgrigna *et al*., 2005) and in agreement with past electromagnetic results (Nemec *et al*., 2009). The epicentre positions of all these earthquakes were located in the positions where the more frequent strong seismic events occurred during the studied period. These earthquake positions were also causally physically linked with electron perturbations occurring several hours before the main shocks which were located west of detection positions. In fact, when perturbations of electron trapped conditions occurred at earthquake projection altitudes, they could have changed both electron pitch angles and bouncing altitudes at locations westwards of South Atlantic Anomaly. Furthermore, NOAA MEPED were sensitive to much lower energies, compared to previous studies: between 30 keV and 100 keV compared to several MeV. This latter observation suggests that the drift velocity of detected electrons will be generally lower than previous cases. Its corresponding electron drift periods were calculated using the expression:

$$T_d = (1.05/E(\mathrm{MeV})L)*1/(1+0.43sin\alpha_{eq}). \quad (1)$$

For 30 keV and 100 keV, the results from Eq. (1) were 21 hours and 6 hours, respectively. Moreover, detector energy band modifications due to degradation were considered to have the effect of increasing the detection energy intervals of about 30 keV (Evans *et al*., 2008). Being electron bursts which contributed to the correlation in late years, when increasing detection energy taken plays, the drift periods from Eq. (1) were calculated to be 10.5 hours and 4.5 hours, respectively. These electrons belonged to the low *L*-shell range of $1.15 < L < 1.35$, as in past works. The electrons which produced the correlation met satellite vertical detectors in the drift loss cone near the South Atlantic Anomaly about 2 - 3 hours before the earthquake time, after having drifted eastwards. This means that the perturbations had to have started much earlier. In fact, it was calculated that an earlier time between 1.5 – 3.5 hours was necessary for electrons to cover about 120° which divided earthquake epicentre longitudes of Sumatra and The Philippines from the detection area; with the electrons moving eastwards at drift velocity

calculated by Eq. (1). Being so, if the perturbations, which caused electron precipitations from inner Van Allen Belts occurred above the earthquake epicentres in the ionosphere, they anticipated the earthquake times by 3.5 – 6.5 hours.

Satellite altitudes and orbits were also determinant in increasing electron bursts detection. Fig. 3 shows that the region where electrons can be detected are those where bouncing points are under the satellite altitude, they were indicated in yellow and sky-blue colours. Given the criteria calculated in *L*-shell differences, earthquake-particle interactions occurred above the earthquake epicentres where bouncing points are above the satellite altitude, see red area in Fig. 3. Being so, higher the satellite altitude the greater the longitude extensions will be where electron mirror points are under the satellite. Consequently, higher altitude increases the area where satellite can detect precipitating electron bursts.

References

Abel, B. and Thorne, R. M., Electron scattering loss in earths inner magnetosphere 1. Dominant physical processes. Journal of Geophysical Research, 103, 2385–2396, 1998.

Adriani, O., et al., Measurements of quasi-trapped electron and positron fluxes with PAMELA. Journal of Geophysical Research, 114, A12218, 2009.

Albert, J. M., Bortnik, J., Nonlinear interaction of radiation belt electrons with electromagnetic ion cyclotron waves. Geophysical Research Letters, 36, L12110, 2009.

Aleksandrin, S. Yu., Galper, A. M., Grishantzeva, L. A., Koldashov, S. V., Maslennikov, L. V., Murashov, A. M., Picozza, P., Sgrigna, V., and Voronov, S. A., High-energy charged particle bursts in the near-Earth space as earthquake precursors. Annales Geophysicae, 21, 597–602, 2003.

Anagnostopoulos, G., Rigas, V., Athanasiou, M., Iliopoulos, A., Vassiliadis, E., and Iossifidis, N., Temporal Evolution of Energetic Electron Precipitation as a promising tool for Earthquake Prediction Research: Analysis of IDP/DEMETER Observations, in: Advances in Hellenic Astronomy during the IYA09, ASP Conference Series, edited by: Tsinganos K., Hatzidimitriou D., and Matsakos T., 424, 67–74, 2010.

Asikainen, T., Mursula, K., Energetic electron flux behavior at low L-shells and its relation to the South Atlantic Anomaly. J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys. 70, 532–538, 2008.

Baker, D. N., Kanekal, S. G., Li, X., Monk, S. P., Goldstein, J. and Burch, J. L., An extreme distortion of the Van Allen belt arising from the "Halloween" solar storm in 2003. Nature, 432, 878–881, 2004.

Boskova, J., Smilauer, J., Triska, P., and Kudela, K., Anomalous behaviour of plasma parameters as observed by Intercosmos 24 satellites prior to the Iranian earthquake of 20 June 1990. Studia Geophysica and Geodedica, 38, 213–220, 1994.

Couet, O., Goossens, M. HBOOK Statistical Analysis and Histogramming Reference Manual; Information Technology Division, CERN: Geneva, Switzerland, 1998.

Davies, K. and Baker, D. M., Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28. Journal of Geophisical Research, 70, 2251–2253, 1965.

Deshpande, S. D., Subrahmanyam, C. V., Mitra, A. P., Ionospheric effects of solar flares—I. The statistical relationship between X-ray flares and SID's. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, DOI: 10.1016/0021-9169(72)90165-1, 1972.

Evans, D. S. and Greer, M. S., Polar Orbiting Environmental Satellite Space Environment Monitor – 2: Instrument Descriptions and Archive Data Documentation. NOAA Technical Memorandum January, version 1.4, 155 pp, 2004.

Evans, D., Garrett, H., Jun, I., et al.: Long-term observations of the trapped high-energy proton population (L<4) by the NOAA Polar Orbiting Environmental Satellites (POES), Adv. Space Res., 41, 126–1268, doi:10.1016/j.asr.2007.11.028, 2008.

Fidani, C. and Battiston, R., Analysis of NOAA particle data and correlations to seismic activity. Natural Hazards and Earth System Science, 8, 1277–1291, 2008.

Fidani, C., Battiston, R., and Burger, W. J., A study of the correlation between earthquakes and NOAA satellite energetic particle bursts. Remote Sensing, 2, 2170–2184, 2010.

Fidani, C., Battiston, R., Burger, W. J. and Conti, L., A study of NOAA particle flux sensitivity to solar activity and strategies to search for correlations among satellite data and earthquake phenomena. International Journal of Remote Sensing, 33, 15, 4796-4814, 2012.

Galperin, Yu. I., Gladyshev, V. A., Jordjio, N. V., et al., Precipitation of high-energy captured particles in the magnetosphere above epicenter of an incipient earthquake. Cosmic Research, 30, 1, 89–106, 1992.

Inan, U. S., Lehtinen, N. G., Moore, R. C., et al., Massive disturbance of the daytime lower ionosphere by the giant g-ray flare from magnetar SGR 180620, Geophys. Res. Lett., 34, L08103, doi:10.1029/2006GL029145, 2007.

Larkina, V. I., Migulin, V. V., Nalivaiko, A. V., Gershenzon, N. I., Gokhberg, M. B., Liperovsky, V. A., Shalimov, S. L., Observations of VLF emission, related with seismic activity on the Interkosmos-19 satellite. Geomagnetism and Aeronomy, 23, 684–687, 1983.

McIlwain, C. E., Magnetic Coordinates. Space Science Review, 5, 585–598, 1966.

Millan, R. M. and Thorne, R. M., Review of radiation belt relativistic electron losses. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 69, 362–377, 2007.

Nemec, F., Santolik, O., Parrot, M., Decrease of Intensity of ELF/VLF Waves Observed in the Upper Ionosphere Close to Earthquakes: a Statistical Study. Journal of Geophysical Research, 114, A04303, 2009.

Reeves, G. D., Morley, S. K., Friedel, R. H. W., Henderson, M. G., Cayton, T. E., Cunningham, G., Blake, J. B., Christensen, R. A. and Thomsen, D., On the relationship between relativistic electron flux and solar wind velocity: Paulikas and Blake revisited. Journal of Geophysical Research, 116, A02213, 2011.

Rothkaehl, H., Bucik, R., and Kudela, K., Ionospheric plasma response to the seismic activity. Physics and Chemistry of the Earth, 31, 473–481, 2006.

Ruzhin, Y. Y., Larkina, V, A., and Depueva, A. K., Earthquake precursors in magnetically conjugated ionosphere regions. Advances in Space Research, 21, 525–528, 1998.

Sauvad, J. A., Moreau, T., Maggiolo, R., Treilhou, J.-P., Jacquey, C., Cros, A., Coutelier, J., Rouzaud, J., Penou, E. and Gangloff, M., High-energy electron detection onboard DEMETER: the IDP spectrometer, description and first results on the inner belt. Planetary and Space Science, 54, 502–511, 2006.

Sgrigna, V., Carota, L., Conti, L., Corsi, M., Galper, A. M., Koldashov, S. V., Murashov, A. M., Picozza, P., Scrimaglio, R., Stagni, L., Correlations between earthquakes and anomalous particle bursts from SAMPEX/PET satellite observations. Journal of Atmosferic and Solar Terrestrial Physics, 67, 1448-1462, 2005.

Sidiropoulos, N. F., Anagnostopoulos, G., and Rigas, V., Comparative study on earthquake and ground based transmitter induced radiation belt electron precipitation at middle latitudes. Natural Hazards and Earth System Science, 11, 1901–1913, 2011.

Tadokoro, H., Tsuchiya, F., Miyoshi, Y., Misawa, H., Morioka, A. and Evans, D. S., Electron flux enhancement in the inner radiation belt during moderate magnetic storms. Annales Geophysicae, 25, 1359–1364, 2007.

Vassiliadis, D., Response of the radiation belt electron flux to the solar wind velocity: Parameterization by radial distance and energy. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 70(14), 1810-1828, 2008.

Walt, M. and Farley, T. A., The physical mechanism of the inner Van Allen Belt. Fundam. Cosmic Physics, 2, 1, 1976.

Walt, M., Introduction to Geomagnetically Trapped Radiation. Camridge University, Cambridge, 168 pp., 1994.

Wang, P., Chang, Z., Wang, H. and Lu H., Statistical similarity between high energy charged particle fluxes in near-earth space and earthquakes. Natural Hazards and Earth System Science Discussion, 2, 3183–3192, 2014.

Zhang, X., Fidani, C., Huang, J., Shen, X., Zeren, Z., and Qian, J., Burst increases of precipitating electrons recorded by the DEMETER satellite before strong earthquakes. Natural Hazards and Earth System Science, 13, 197-209, 2013.

Zhang, X., Shen, X., Parrot, M., Zeren, Z., Ouyang, X., Liu, J., Qian, J., Zhao, S. and Miao, Y., Phenomena of electrostatic perturbations before strong earthquakes (2005–2010) observed on DEMETER. Natural Hazards and Earth System Science, 12, 75–83, 2012.

SEISMIC HAZARD MAP IN THE UMBRIA AND MARCHE REGIONS: FROM THE PRESENT UNDERESTIMATED ASSESSMENT TO A NEW MORE RELIABLE EVALUATION

E. Mantovani[1], M. Viti[1], D. Babbucci[1], N. Cenni[2]
[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. Some zones of the Umbria and Marche Regions have been hit since 1000 A.D. by numerous strong earthquakes that have reached intensity XI (MCS), involving an high number of victims and very large damages (Tab.1).

Tab. 1 - List of major earthquakes (M≥5.5 or I≥VIII) occurred in the Umbria and Marche Regions since 1000 A.D. (from Rovida *et al.*, 2011).

Year	Epicentral zone	M	Imax
1276	Orvietano	5.6	VIII-IX
1279	Camerino	6.3	X
1298	Reatino	6.2	X
1328	Norcia	6.4	X
1352	Monterchi	6.4	IX
1353	Sansepolcro	6.0	IX
1389	Bocca Serriola	6.0	IX
1458	Val Tiberina	5.8	VIII-IX
1599	Valnerina	6.0	IX
1639	Amatrice	5.9	X
1672	Riminese	5.6	VIII
1690	Anconetano	5.6	VIII-IX
1695	Bagnoregio	5.7	IX
1703	Appennino Umbro-Reatino	6.7	XI
1703	Aquilano	6.7	X
1730	Valnerina	5.9	IX
1741	Fabrianese	6.2	IX
1747	Nocera Umbra	5.9	IX
1751	Appennino Umbro-Marchigiano	6.3	X
1781	Cagliese	6.4	X
1785	Umbria meridionale	5.7	VIII-IX
1789	Val Tiberina	5.8	IX
1799	Appennino Marchigiano	6.1	IX-X
1832	Valle Del Topino	6.3	X
1859	Norcia	5.5	VIII-IX
1916	Alto Adriatico	6.0	VIII
1916	Alto Adriatico	6.1	VIII
1917	Valtiberina	5.9	IX-X
1930	Senigallia	5.8	VIII-IX
1943	Marche meridionali Abruzzo	5.8	IX
1979	Valnerina	5.9	VIII-IX
1997	Appennino Umbro-Marchigiano	6.0	IX
1997	Appennino Umbro-Marchigiano	5.7	VIII-IX

This seismic history would suggest the opportunity of adopting an adequate strategy of defence from the eventual occurrence of shocks comparable to the past strongest ones. However, this reasonable intention is not encouraged by the hazard map (Fig.1) which has been obtained by the probabilistic procedure presently adopted in Italy (Gomez Capera *et al.*, 2010). When expressed in term of macroseismic intensity, such procedure predicts for the above Regions a low probability (<10%) for the occurrence of shocks with I >VIII in the next 50 years. Only for a small zone of southeastern Umbria an higher intensity value (IX) is predicted.

Since the damage associated to intensity VIII is not high and above all can hardly provide victims (unless very week buildings are involved), the present hazard map could produce a dangerous drop of attention for seismic risk. This is mainly due to the fact that the approach presently adopted for hazard assessment (Cornell, 1968) arbitrarily assumes that the probability

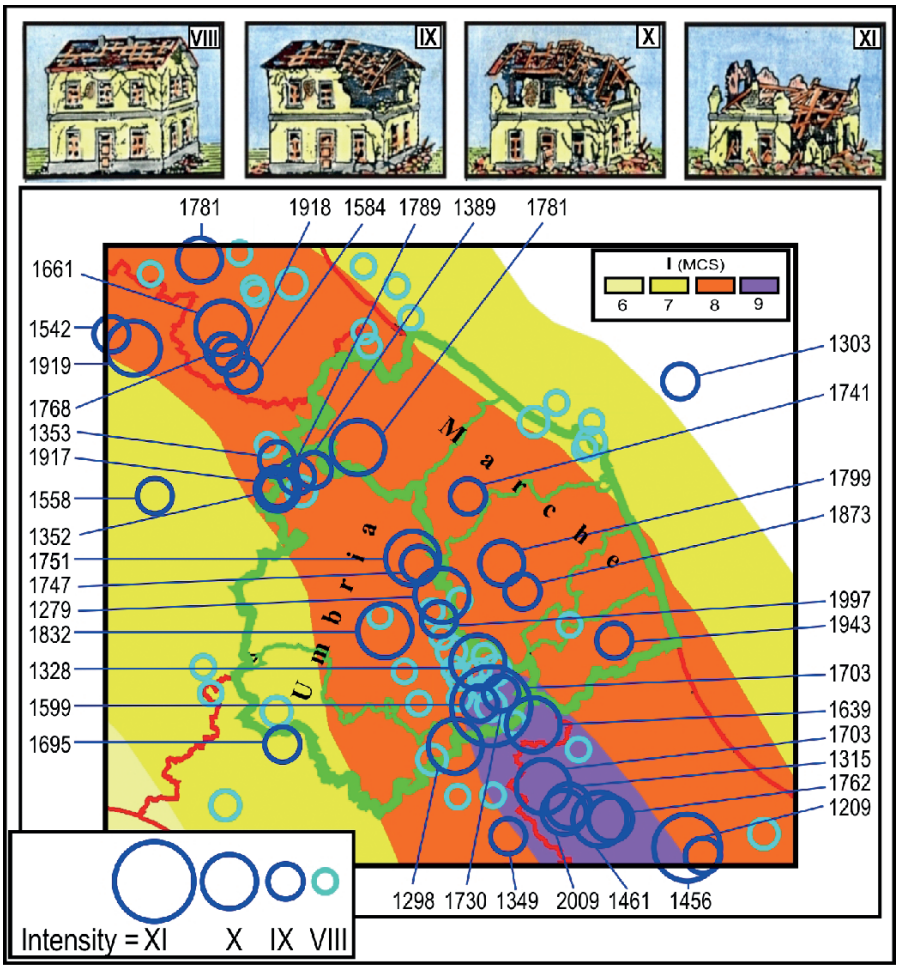


Fig. 1 – Pattern of the maximum intensity values (MCS scale) provided by the same procedure used for the elaboration of the presently adopted hazard map in Italy (Gomez Capera *et al.*, 2010). The colours indicate, in accord with the chromatic scale, the intensity values that are characterized by a probability lower than 10% of being overcome in the next 50 years. Circles identify the epicenters of the major shocks occurred since 1000 A.D. in the sector of northern Apennines enclosing Umbria and Marche (See tab. 1). The year of occurrence is indicated for the events with I ≥ IX (blue). The pictures on the top aim at providing an idea about the damage associated with the highest intensity values for "normal" buildings.

of seismic ground shaking can reliably be estimated by the statistical analysis of the known seismic history. However, one must be aware that such method can hardly provide reliable results, since it is based on assumptions not compatible with the nature of earthquakes (e.g., Castanos and Lomnitz, 2002; Klugel, 2008; Mantovani *et al.*, 2011, 2012a, 2012b, 2013, 2014; Stein *et al.*, 2012), as synthetically recalled in the following.

Earthquakes are casual and independent events. This assumption contrasts with the fact that seismic activity is closely connected with the ongoing tectonic processes and that each strong shock causes a significant change of the strain field in the zone involved, which may influence the probability of future events. In particular, 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; Freed, 20005; Luo e Liu, 2010). Very significant examples of seismicity pattern which strongly support the existence of a close

connection between major earthquakes in the periAdriatic regions are given in a number of papers (e.g., Mantovani *et al*., 2012a, 2012b, 2013, 2014; Viti *et al*., 2012, 2013).

The available data set (a seismic history of some hundreds of years) can be considered representative of the future behaviour of seismicity. This assumption is clearly unreliable, since the spatio-temporal distribution of main shocks depends on the progressive development of tectonic processes, whose temporal scale is much longer than the known seismic history. However, the earthquake catalogues available for the Italian region are reliable and satisfactorily complete for the last centuries at most (e.g., Gruppo di Lavoro MPS, 2004). This time interval is much shorter than the duration of the present seismotectonic setting, presumably started in the Middle Pleistocene (e.g., Mantovani *et al*., 2009). The shortness of the available seismic history may crucially affect the results of probabilistic procedures, as pointed out by Swafford and Stein (2007).

Seismic activity in the study area can be considered as the effect of a number of seismogenetic zones. This idea could be reasonable, but one must be aware that it makes the results of this approach very dependent from the proposed seismogenetic zoning. In this regard, it has been pointed out that the zones adopted for elaborating the present hazard map are scarcely compatible with the seismotectonic setting in the northern Apennines. For the Italian region, the detailed ZS4 model [80 zones: Meletti *et al*. (2000)] has been replaced by the much simpler ZS9 model [36 zones only: Meletti *et al*. (2008)]. 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 context in the Italian aera. For instance, the Apennine chain is currently subdivided in few, very long belts, 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, 2012b, 2013).

Thus, considering the scarce reliability of its basic assumptions, the results obtained by the Cornell's approach can hardly be used to exclude the occurrence of earthquakes with intensity values I>VIII in the two Regions here considered during the next 50 years.

The need of having a more realistic evaluation of seismic risk has led the Toscana and Emilia-Romagna Regions to promote further studies based on more reliable approaches. The results of such investigations (Mantovani *et al*., 2011, 2012b, 2013) are presently utilized by the above Regions to manage the initiatives for seismic risk mitigation in the respective territories. In the next section we describe the results of an analogous study carried out for the Marche and Umbria Regions.

A novel seismic hazard assessment for Umbria and Marche. The profound difference between the methodology here proposed and the Cornell's approach is that we do not try to estimate the probability of future earthquakes (and related seismic shaking), since we are aware that such evaluation would be affected by unknown uncertainty. Thus, our primary interest is defining the highest values of intensity ever felt in each commune, by the analysis of the available macroseismic data set (DBMI11, Locati *et al*., 2011), and tentatively recognizing the zones that, in spite of the fact that were not hit by strong events in the past, may be prone to major events. This last result has been tentatively achieved by exploiting the detailed reconstruction of the present tectonic setting we have achieved during a long and accurate analysis of a huge amount of observations in Earth Sciences (e.g., Mantovani *et al*., 2009; Viti *et al*., 2011).

The geometries of the zones finally adopted are shown in Fig. 2. For each zone it is defined a maximum intensity (Imax), on the basis of the seismic history and of the tectonic setting and it is assumed that at any time an event of the proposed Imax can take place anywhere in that zone. Taking into account the implications of the seismogenic zones considered and the documented damages, a value of Imax is proposed for each commune of Umbria and Marche.

The information acquired during the study is synthesized in provincial tables, of the type shown in Tab. 2. For each commune, the table reports the Imax value we propose on the basis of

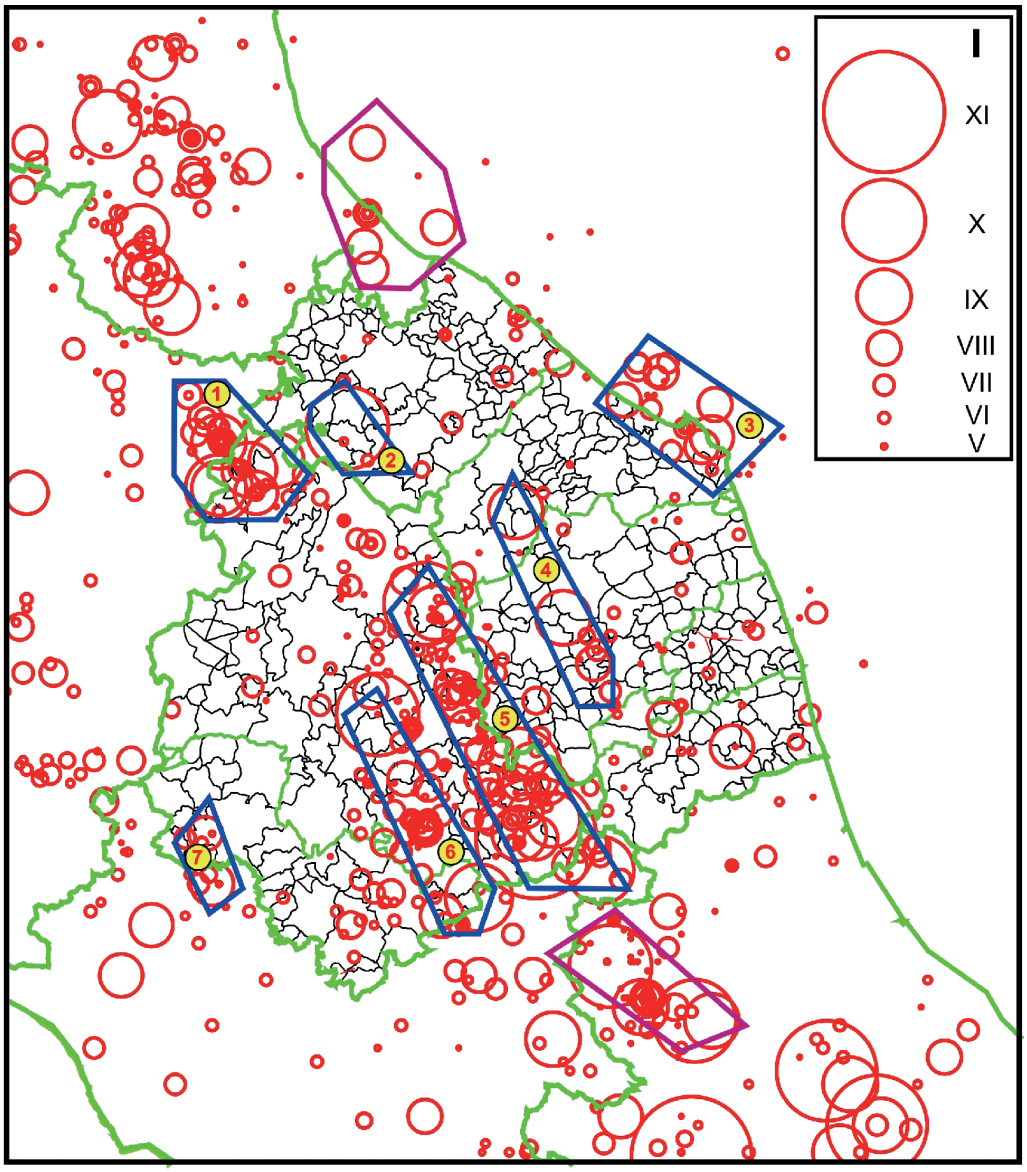


Fig. 2 – Geometries (blue contours) of the seismogenetic zones adopted in the analysis. Circles indicate the major earthquakes (I>V, MCS). 1) Alta Valtiberina, 2) Cagliese, 3) Anconetano, 4) Dorsale Marchigiana , 5) Dorsale Umbra, 6) Valle Umbra, 7) Orvietano. The two zones contoured by violet lines (Riminese ed Aquilano) are located outside the Regions considered, but have been characterized by strong shocks that have produced appreciable effects in Umbria and/or Marche.

all the information acquired, and the Imax value that would instead result by only considering the data given by the DBMI11 catalog. Also, to allow an assessment of the possible robustness of the data set used to define the proposed Imax values, the numbers of macroseismic observations available for the most relevant intensity classes are also given in Tab. 2.

The result of this study, synthetized in the coloured map of Fig. 3, provides an information on the expected damage for the communes of the two Regions considered, which is compatible

Tab. 2 - Example of synthetic table, related to the Perugia province. IP = Maximum intensities here proposed for the respective communes. IDB = Maximum intensity deduced from the catalog DBMI11 (Locati *et al.*, 2011). N=Number of macroseismic observations available for various intensity classes.

PROVINCE of PERUGIA								
COMMUNES	I_{MAX}		N					
	I_P	I_{DB}	10≤ I ≤11	9≤ I <10	8≤ I <9	7≤ I <8	6≤ I <7	5≤ I <6
Assisi	10	9		1	15	7	17	33
Bastia Umbra	9-10	9		1	3	5	3	10
Bettona	9-10	8			1	2	2	6
Bevagna	10	9		1		2	6	8
Campello sul Clitunno	10	8			2	5	6	12
Cannara	10	10	1	1	1		2	12
Cascia	10-11	10 -11	18	14	43	57	14	13
Castel Ritaldi	10	8			4		2	11
Castiglione del Lago	7	5						4
Cerreto di Spoleto	10	9		7	7	27	14	9
Citerna	9-10	9		1		2	2	7
Città della Pieve	7	7				1	1	6
Città di Castello	9-10	9		4	11	21	33	21
Collazzone	9	7-8				3	1	6
Corciano	7-8	6					2	7
Costacciaro	8	7-8				1	4	12
Deruta	9	8			1	2		12
Foligno	10	10	1	1	29	51	22	18
Fossato di Vico	9-10	8-9			2	1	6	6
Fratta Todina	8-9	5						3
Giano dell'Umbria	9-10	6-7					5	8
Gualdo Cattaneo	9-10	7				1	3	7
Gualdo Tadino	10	10	6	11	10	10	17	12
Gubbio	8-9	8			1	33	17	13
Lisciano Niccone	7	6					3	4
Magione	7	6					1	3
Marsciano	8	7				1	6	5
Massa Martana	9	7				2	6	6
Monte Castello di Vibio	8-9	5-6						3
Monte Santa Maria Tiberina	9-10	9		3	4		1	10
Montefalco	10	8			5	1	5	9
Monteleone di Spoleto	10	10	2	2		5	1	7
Montone	8-9	7-8				3	5	4
Nocera Umbra	10	9		1	8	17	23	17
Norcia	11	11	8	19	31	28	12	12
Paciano	7	6					1	1
Panicale	7	6-7					3	4
Passignano sul Trasimeno	7	5-6						5

Tab. 2 - continued.

Perugia	8	8			3	15	21	32
Piegaro	7-8	6-7					2	2
Pietralunga	9	9		1		4	5	9
Poggiodomo	10	9		2	3	11	4	4
Preci	10	10	3	2	28	33	14	10
San Giustino	9-10	9		2	9	8	7	3
Sant'Anatolia di Narco	10	6-7					6	6
Scheggia e Pascelupo	8	8			1	2	7	9
Scheggino	10	7				4	4	10
Sellano	10	10	1	1	7	29	18	17
Sigillo	8-9	8			1		3	4
Spello	10	8-9			4	3	7	6
Spoleto	10	8			5	13	17	23
Todi	8-9	8			1	1	4	10
Torgiano	9	6-7					2	5
Trevi	10	8			9	5	10	13
Tuoro sul Trasimeno	7	5-6						1
Umbertide	8-9	7				3	5	9
Valfabbrica	9-10	7-8				7	14	11
Vallo di Nera	10	8			1	1	10	3
Valtopina	10	8			1	3	2	15

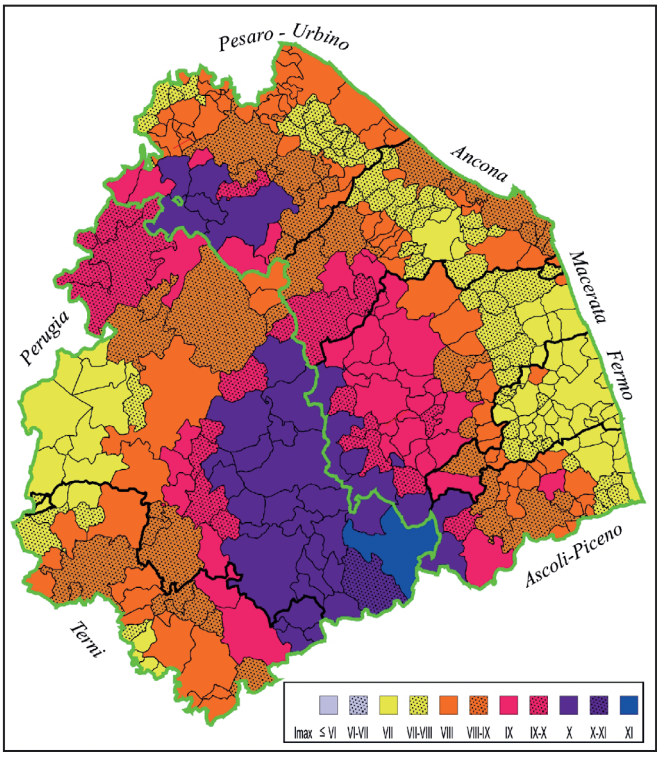


Fig. 3 – Map of the expected maximum intensities for the communes of the Marche and Umbria Regions, resulting from the study carried out by the Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università di Siena (Mantovani *et al.*, 2014). Colours correspond to Imax values, as indicated in the scale.

with the seismic history and the tectonic setting of the study area**.** This contrasts with the present PSHA hazard map (Fig.1), where the effects of the adopted statistical approach have considerably altered the meaning of the basic Intensity data. The largest differences concern the Umbria Region, where the expected intensities are much higher (up to XI) than the ones predicted by the PSHA map (I≤VIII almost everywhere).

Conclusions. It can hardly be accepted that the defense policy from earthquakes in the Umbria and Marche Regions relies on an hazard map elaborated by a procedure based on unreliable assumptions. In the event that one of the strong shocks that occurred in the past, reaching intensity XI (Tab.1), occur again in the next future (a possibility that can hardly be ruled out or taken as unlikely), the preventive measures based on the map shown in Fig. 1 would be inadequate, up to be dramatically insufficient in some zones of Umbria. This problem is considerably mitigated by the map here proposed, where the expected intensities are much more consistent with the observed damages. The results briefly described in this note and fully described by Mantovani *et al*. (2014) have been made available to the authorities of the Marche and Umbria Regions.

References

Castanos H., Lomnitz C.; 2002: *PSHA: is it science*? Engineering Geology, **66**, 315-317.

Freed A.M.; 2005: *Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **33**,335-367.

Cornell C.A.; 1968: *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. America, **58**,1583-1606.

Gomez Capera A.A., D'Amico V., Meletti C., Rovida A. and 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/).

Klügel J.-U.; 2008: Seismic Hazard Analysis-Quo vadis? Earth-Science Reviews, **88**, 1-32.

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., 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., 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 (http://www.rete.toscana.it/sett/pta/ sismica/index.shtml).

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 di Geofisica Teorica ed 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, pagg. 140 (http://www.rete.toscana.it/sett/pta/ sismica/index.shtml).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., Martelli L., Baldi P. e Bacchetti M.; 2013: *Assetto tettonico e potenzialità sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana*. Regione Toscana e Regione Emilia-Romagna, Centro Stampa- Regione Emilia-Romagna, pagg. 168 (http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/servizio-geologico-sismico-suoli e http://www.rete.toscana.it/sett/pta/ sismica/index.shtml).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D. Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A,. Falciani F.; 2014: *Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Umbro-Marchigiano*. Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università di Siena (Parte 1: http://goo.gl/RdH6DJ ; Parte 2: http://goo.gl/ORR70E).

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.

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).

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.

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

PROPOSTA PRELIMINARE PER UNA NUOVA ZONAZIONE SISMOGENETICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE E AREE LIMITROFE

L. Martelli[1], F. Sani[2], M. Bonini[3], G. Corti[3]

[1] Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli - Regione Emilia-Romagna, Bologna

[2] Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Firenze

[3] Istituto di Geoscienze e Georisorse - Consiglio Nazionale delle Ricerche, Firenze

Introduzione. La zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004; Meletti *et al*., 2008), attuale riferimento per gli studi di pericolosità sismica, individua nell'Appennino settentrionale zone sismogenetiche molto estese e a sviluppo prevalentemente longitudinale, cioè parallele all'asse della catena, mentre la precedente zonazione di riferimento, la ZS4 (Scandone e Stucchi, 2000), individuava zone meno estese, alcune delle quali a sviluppo trasversale alla catena. Inoltre, vaste aree della Pianura Padana e della costa tirrenica non risultano comprese in alcuna zona sismogenetica, sia della ZS9 che della ZS4, sebbene siano noti anche in queste aree terremoti che hanno causato effetti dannosi. Dal 2004 ad oggi, anche a seguito di importanti sequenze sismiche che hanno interessato l'Italia centrale e settentrionale e alla rilocalizzazione di terremoti storici, sono stati pubblicati vari lavori e nuovi dati (v. ad es.: Boccaletti *et al*., 2004, 2005, 2010; Basili *et al*., 2008; Sani *et al*., 2009; Fantoni e Franciosi, 2010; Locati *et al*., 2011; Mantovani *et al*., 2011, 2013; Martelli, 2011; Rogledi, 2013; Vannoli *et al*., 2014), oltre a vari rilevamenti geologici pubblicati sia come fogli CARG 50.000 che come cartografie geotematiche regionali, che evidenziano la possibilità di una migliore definizione delle zone potenzialmente sismogeniche dell'Appennino settentrionale e della Pianura Padana centrale.

Nell'ambito di un accordo tra l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, la Regione Emilia-Romagna e il Consorzio ReLUIS (approvato dalla Giunta della Regione Emilia-Romagna con Delibera n. 175/2014), finalizzato a valutare le possibilità e opportunità di aggiornamento della pericolosità sismica dell'Emilia-Romagna e alla redazione di mappe di rischio a scala regionale (per le motivazioni si veda la parte introduttiva della DGR 175/2014), è stata svolta una revisione delle conoscenze sismotettoniche, tuttora in corso di studio, che ha portato alla proposta, che presentiamo ancora allo stato preliminare, di una zonazione sismogenetica

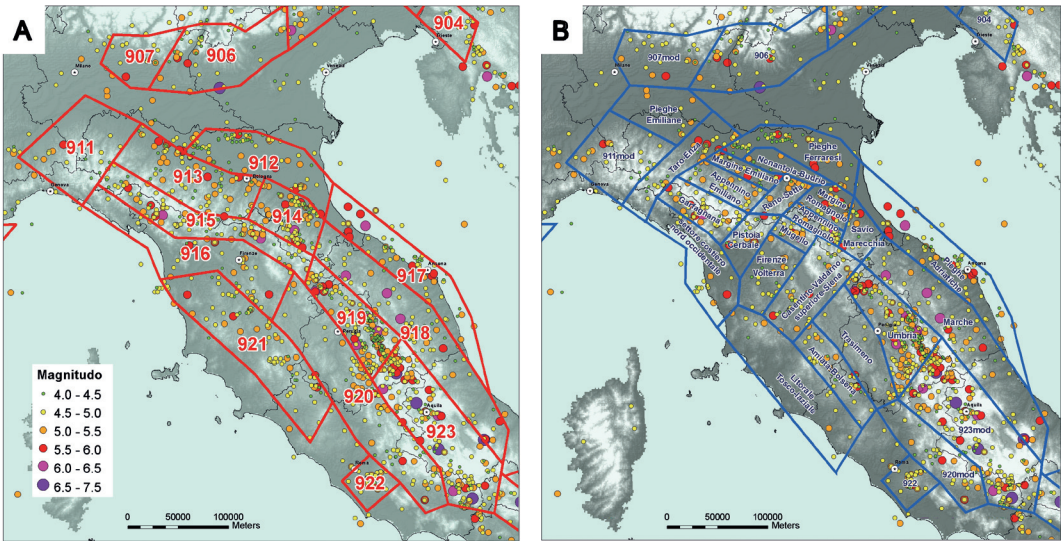


Fig. 1 – Confronto tra A) zonazione ZS9 (Meletti e Valensise, 2004; Meletti *et al.*, 2008) e B) zonazione proposta, con indicazione degli epicentri dei terremoti M≥4 (da CPTI11, Rovida *et al.*, 2011, e ISIDE).

alternativa alla ZS9 per l'Appennino settentrionale e aree limitrofe (Pianura Padana centrale, Adriatico centro-settentrionale, Mar Ligure e alto Tirreno) (Fig. 1). L'area considerata si estende circa 200 km all'intorno dell'Appennino emiliano-romagnolo e risulta compresa tra il margine sud-alpino a nord e la Toscana meridionale, l'Umbria e le Marche a sud.

Le nuove zone sono state perimetrate e definite tenendo conto delle informazioni disponibili su:

- distribuzione epicentrale dei terremoti, macrosismici e strumentali, in particolare quelli con M>3 [da CPTI11: Rovida *et al.* (2011), ISIDE ed eventuali altri dati INGV];
- magnitudo massima osservata/stimata;
- meccanismi focali (da European-Mediterranean RCMT catalog, http://www.bo.ingv.it/RCMT/),
- profondità ipocentrale;
- geometria, tipologia e cinematica delle strutture potenzialmente attive o recenti (quaternarie); queste ultime sono state individuate sulla base degli elementi morfologici e strutturali ed integrate/confrontate con le sorgenti sismiche riportate nel DISS 3.3 elaborato dall'INGV (Basili *et al.*, 2008) e con la bibliografia disponibile.

Nella definizione dei limiti geografici delle nuove zone, particolare attenzione è stata posta alle conoscenze sismotettoniche in termini di condizioni tettoniche e storia sismica, allo scopo di evitare un'eccessiva estrapolazione delle caratteristiche locali che potrebbe comportare una "mediazione" della pericolosità interna, con sottostima della pericolosità delle strutture più attive e sovrastima di quelle meno attive. In sintesi, le zone differiscono tra loro prevalentemente per geometria e tipologia delle strutture osservate, e quindi per il meccanismo di rottura ipotizzato, per la profondità degli ipocentri, per il numero e la magnitudo degli eventi osservati.

All'interno di ogni zona le condizioni sismotettoniche sono ritenute omogenee; per ogni zona è stato quindi proposto un meccanismo di rottura definito da:

- geometria del piano di rottura (range direzione di immersione e inclinazione),
- tipo di movimento (normale, inverso, trascorrente, misto),
- *range* di profondità di rottura ipotizzata,
- magnitudo massima attesa coincidente con le magnitudo massime che ricadono all'interno della zona stessa, stimate da terremoti storici o determinate da dati strumentali.

Quando le differenze tra le nuove zone e quelle della ZS9 sono risultate minime, in termini di limiti geografici e caratteristiche sismotettoniche interne, i limiti e le definizioni adottati sono gli stessi delle zone ZS9.

Per alcune zone sono ritenuti possibili più meccanismi di rottura; in tali casi, quando le informazioni lo permettavano, sono state attribuite diverse stime percentuali di accadimento.

Le principali novità della zonazione proposta consistono in:

- una suddivisione di alcune zone ZS9 molto estese (ad es. le zone 912, 915, 916, 921) che, a giudizio degli Autori, includono strutture sismogeniche con differente geometria e meccanismo di rottura;
- l'introduzione di nuove zone comprendenti aree finora non considerate sismogeniche, come ad esempio alcune aree della Pianura Padana centrale e della costa tirrenica;
- l'introduzione di zone trasversali all'asse della catena, motivate dalla presenza di strutture quaternarie orientate circa NE-SW, con componente trascorrente, che deformano le strutture appenniniche (con andamento NW-SE).

Di seguito è riportata una descrizione sintetica delle caratteristiche sismotettoniche delle nuove zone e le principali differenze rispetto alle zone ZS9.

Breve descrizione delle zone sismogeniche proposte. *907mod*. Corrisponde alla zona ZS9 907, modificata fino a comprendere i principali eventi occidentali; le caratteristiche sismotettoniche interne sono quelle della zona ZS9 907.

Pieghe Emiliane. Questa zona comprende i fronti compressivi più occidentali delle Pieghe Emiliane e del margine appenninico-padano, con possibili zone di trascorrenza; la direzione di compressione (assi P) è comunque circa N-S. Le strutture principali immergono verso sud di 45°; la profondità degli ipocentri è variabile tra 5 e 30 km. La magnitudo storica massima è M=5.5 La parte settentrionale di questa zona non era compresa in nessuna zona ZS9, quella meridionale ricadeva in parte nel settore settentrionale della zona ZS9 911.

911mod. Si propone una modifica dell'estensione areale a seguito dell'introduzione delle zone delle Pieghe Emiliane e Taro-Enza; le caratteristiche sismotettoniche sono quelle della zona ZS9 911.

Taro-Enza. Zona estesa dal Mar Ligure (Liguria di Levante) al Po, caratterizzata dalla presenza di importanti elementi tettonici trasversali all'asse della catena, con componente di movimento trascorrente, che interrompono e dislocano le strutture "appenniniche". Le profondità ipocentrali sono talora elevate (>30 km). Lungo il margine appenninico e in corrispondenza del settore orientale delle Pieghe Emiliane si ritengono probabili sovrascorrimenti attivi. La direzione di compressione (assi P) è in ogni caso circa N-S. La magnitudo storica massima è M≈5.7. Corrisponde alla parte occidentale delle zone ZS9 913, 915 e 916; la parte settentrionale non era compresa in nessuna zona ZS9.

Pieghe Ferraresi. Questa zona comprende l'insieme dei fronti delle Pieghe Ferraresi ed ha caratteristiche simili a quelle della zona ZS9 912 (meccanismi compressivi, direzione di compressione (assi P) circa N-S, piani immergenti verso sud di 45°) ma estensione minore per l'introduzione della zona "Nonantola-Budrio". La profondità degli ipocentri è prevalentemente compresa tra 5 e 15 km; la magnitudo massima registrata è M=6.1, ed è relativa alla recente sequenza sismica del maggio 2012. E' di fatto la zona settentrionale della zona 912 della ZS9. La suddivisione della zona ZS9 912 nelle due zone "Pieghe Ferraresi" e "Nonantola-Budrio" è motivata dal tentativo di considerare separatamente la zona dei fronti delle Pieghe Ferraresi, territorio caratterizzato da eventi storici importanti e numerose evidenze di attività tettonica recente, dalla zona di sinforme interposta tra le Pieghe Ferraresi e le Pieghe Romagnole-thrust Pede-Appenninico, settore caratterizzato da minore frequenza di terremoti, per lo più di bassa e media intensità, e da poche evidenze di attività tettonica recente.

Nonantola - Budrio. Zona compresa tra le Pieghe Ferraresi e il margine appeninico (Pieghe Romagnole-thrust Pede-Appenninico), caratterizzata da bassa sismicità e rare evidenze di attività tettonica recente. Corrisponde alla parte meridionale della zona ZS9 912 (v. zona Pieghe

Ferraresi); sono attesi terremoti compressivi profondi (>15 km), con direzione di compressione (assi P) circa N-S, lungo piani a basso angolo (zona di flat delle Pieghe Ferraresi) o immergenti verso sud. La magnitudo storica massima è M≈5.5.

Pieghe Adriatiche. Corrisponde alla zona 917 della ZS9, leggermente modificata nei limiti nord-occidentali. Le caratteristiche sismo tettoniche sono quelle della zona ZS9 917; la magnitudo storica massima è M≈6.1.

Margine Emiliano. Zona caratterizzata da numerose evidenze geologiche di attività tettonica recente, collegate essenzialmente al thrust Pede-Appenninico, e frequenti terremoti di forte intensità; i terremoti di questa zona sono prevalentemente compressivi, con direzione di compressione (assi P) circa N-S, piani immergenti verso sud di 45°-60°, con ipocentri a profondità variabili, per lo più tra 10 e 30 km; la magnitudo storica massima è M≈6. Corrisponde al settore centro-settentrionale della zona ZS9 913.

Appennino Emiliano. Zona caratterizzata da terremoti di minore intensità, sia compressivi, generalmente a profondità compresa tra 10-35 km, con direzione di compressione (assi P) circa N-S, che estensionali, per lo più a profondità minore di 10 km; la magnitudo storica massima è M≈5.5. Corrisponde al settore centro-meridionale della zona ZS9 913.

Reno - Setta. Zona che si estende dal crinale tosco-emiliano al margine appenninico bolognese, caratterizzata da una minore frequenza di terremoti, generalmente di media intensità, e da strutture trasversali alla catena con componente trascorrente. La profondità degli ipocentri è molto variabile, da 5 a 35 km. Lungo il margine appenninico sono presenti evidenze di attività di strutture compressive, con direzione di massima compressione (assi P) circa N-S, fortemente immergenti verso sud (45°-60°); in questo settore gli ipocentri si concentrano a profondità comprese tra 15 e 35 km. La magnitudo storica massima è M≈5.5. Corrisponde al settore orientale della zona ZS9 913, compreso tra le valli dei fiumi Reno e Sillaro.

Margine Romagnolo. Zona caratterizzata da terremoti frequenti, anche di elevata intensità, con evidenze di movimenti prevalentemente compressivi, con direzione di massima compressione (assi P) circa N-S. Profondità degli ipocentri variabili, per lo più comprese tra 5 e 25 km, talora anche maggiori, tra 25 e 35 km, lungo piani immergenti verso sud di 30°-45°. La magnitudo massima attesa è M≈6. Corrisponde circa alla parte settentrionale della zona ZS9 914.

Appennino Romagnolo. Zona caratterizzata da terremoti frequenti, anche di elevata intensità, con evidenze di movimenti prevalentemente compressivi e trascorrenti, lungo piani immergenti a sud di 10°-30°, con profondità ipocentrali comprese tra 10 e oltre 20 km, e movimenti estensionali lungo piani con direzione circa NW-SE immergenti verso NE, con profondità ipocentrali superficiali (< 10 km). La magnitudo storica massima è M≈6.1. Corrisponde circa alla parte meridionale della zona ZS9 914.

Savio - Marecchia. Zona che si estende tra le valli dei fiumi Savio e Marecchia, dal crinale tosco-romagnolo al margine appenninico cesenate e riminese, caratterizzata da strutture tettoniche trasversali alla catena, con componente trascorrente, e da strutture di sovrascorrimento in corrispondenza del margine appenninico, con direzione di massima compressione N-S. Le profondità ipocentrali sono comprese tra 5 e 15 km, lungo strutture subverticali trasversali alla catena, e tra 15 e 25 km, lungo piani immergenti verso sud. La magnitudo storica massima è M=5.8. Corrisponde alle estremità sud-orientali delle zone ZS9 914 e 915 e a quelle nord-occidentali delle zone ZS9 918 e 919.

Umbria. Corrisponde alla zona ZS9 919, modificata nei limiti nord-occidentali e sud-orientali. E' caratterizzata da sismicità frequente, non di rado di elevata intensità; le strutture principali con evidenze di attività sono faglie estensionali immergenti prevalentemente verso W e SW. Nell'area meridionale sono presenti faglie ad andamento NNE-SSW a cinematica prevalente transtensiva destra. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈6.7.

Marche. Corrisponde alla zona ZS9 918 modificata nei limiti geografici dell'estremità nord-occidentale. La zona è caratterizzata da frequenti eventi sismici, anche di elevata intensità, e da

faglie estensionali immergenti prevalentemente verso SW. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈6.4.

Garfagnana. Zona caratterizzata da eventi sismici frequenti, talora di elevata magnitudo (M>6), comprendente i bacini toscani della Lunigiana e della Garfagnana e il crinale appenninico tosco-emiliano tra le valli dei fiumi Parma e Panaro. Le principali strutture tettoniche con evidenze di attività recente sono faglie estensionali immergenti a SW e NE e strutture trasversali, orientate NE-SW e ENE-WSW, con cinematica probabile transtensiva destra. Gli ipocentri sembrano concentrarsi a profondità comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈6.5. Corrisponde alla zona occidentale della zona ZS9 915.

Pistoia - Cerbaie. Zona compresa tra la bassa valle dell'Arno, i bacini della Garfagnana e di Firenze-Prato-Pistoia e il crinale tosco-emiliano, caratterizzata da strutture orientate prevalentemente in direzione NE-SW, non sempre ben caratterizzate dal punto di vista cinematico, e da strutture subverticali orientate NW-SE, immergenti a SW, con cinematica normale. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈5.8. Corrisponde al settore centrale delle zone ZS9 915 e 916.

Mugello. Zona caratterizzata da frequente ed elevata sismicità e da evidenze di deformazioni quaternarie lungo strutture prevalentemente estensionali orientate NW-SE, immergenti sia a SW che a NE; alle estremità occidentale e orientale del bacino del Mugello sono presenti strutture orientate NE-SW non chiaramente caratterizzate cinematicamente. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo massima attesa è M≈6.3. Corrisponde al settore orientale della zona ZS9 915.

Firenze – Volterra. Zona comprendente il settore della Toscana centro-settentrionale esteso dal bacino di Volterra al bacino di Firenze-Prato, caratterizzato da bassa sismicità e da faglie normali orientate NW-SE prevalentemente immergenti a SW; sono presenti faglie orientate NE-SW con cinematica trascorrente, sia destra che sinistra. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈5.4. Corrisponde al settore centro-orientale della zona ZS9 916 e a parte del settore settentrionale della zona ZS9 921.

Casentino - Valdarno superiore - Siena. Ampia zona a sviluppo trasversale estesa dal bacino di Siena al Casentino, caratterizzata da faglie orientate circa NE-SW a cinematica prevalente transtensiva destra, in particolare nel settore nord-orientale; sono presenti faglie normali potenzialmente attive orientate NW-SE immergenti a SW. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈5.8. Corrisponde ai settori orientali delle zone ZS9 915, 916, all'estremità nord-occidentale della zona ZS9 920 e a parte del settore centrale della zona ZS9 921.

923mod. Corrisponde alla zona ZS9 923 con lievi modifiche dei limiti nord-occidentali. La zona è caratterizzata da frequente ed elevata sismicità e da faglie normali immergenti a SW. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈7.

Trasimeno. Corrisponde alla parte settentrionale della zona ZS9 920, caratterizzata da sismicità poco frequente e di intensità medio-bassa; non sono state riconosciute faglie potenzialmente attive. La magnitudo storica massima è M≈5.

920 mod. Corrisponde alla parte meridionale della zona ZS9 920. Le caratteristiche sismotettoniche interne sono quelle della zona ZS9 920.

Amiata - Bolsena. Zona che si estende dall'alta valle dell'Ombrone al lago di Vico, corrispondente alla parte sud-orientale della zona ZS9 921. In questo settore sono state identificate poche faglie quaternarie o potenzialmente attive, con direzione NNW-SSE e cinematica prevalentemente estensionale. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈5.7.

Settore costiero nord occidentale toscano. Zona estesa dalla Provincia di La Spezia alla bassa Val Cecina, caratterizzata da sismicità poco frequente e raramente di elevata intensità. Le faglie quaternarie o potenzialmente attive identificate sono estensionali orientate circa NW-

SE, prevalentemente immergenti verso SW; nel bacino di Sarzana è presente una struttura potenzialmente attiva immergente verso NE. Faglie potenzialmente attive orientate in direzione circa N-S, immergenti a W e con cinematica estensionale sono state identificate anche lungo il bordo orientale del bacino della Fine,. Possibile attività lungo faglie ENE-WSW, corrispondenti alla porzione occidentale della linea Livorno-Sillaro. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈5.9. Corrisponde alla parte costiera delle zone ZS9 916 e 921.

Litorale Tosco-laziale. Comprende la costa tirrenica tra la bassa Val Cecina e Civitavecchia - S. Marinella, non inclusa in nessuna zona della ZS9 e la parte sud-occidentale della zona ZS9 921. Questa zona è caratterizzata da poche faglie potenzialmente attive orientate sia in direzione NW –SE a cinematica estensionale presunta, sia orientate in direzione trasversale NE-SW a cinematica prevalente trascorrente e in minor misura normale. I terremoti sono spesso collegati con il campo geotermico di Larderello. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è M≈5.2.

Problemi aperti. La proposta di zonazione presentata, sebbene ad uno stadio ancora preliminare, rappresenta un tentativo di valorizzare il dato geologico-strutturale ancorandolo comunque il più possibile al dato sismico. Tuttavia, alcuni problemi possono nascere dall'eccessiva frammentarietà delle zone dovuta alle discontinuità strutturali presenti, che può portare all'individuazione di zone poco estese a fianco di zone molto estese, con conseguenti problemi dovuti alle successive elaborazioni degli scenari di pericolosità. Al momento, pertanto, il nostro lavoro si sta concentrando nel tentativo di omogeneizzare per quanto possibile l'estensione delle zone senza comunque perdere la loro identità e peculiarità strutturale, mentre un'ulteriore analisi della sismicità potrà contribuire alla migliore definizione delle aree della nuova zonazione.

Bibliografia

Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi, E.; 2008: *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*. Tectonophysics 453, 20–43.

Boccaletti M., Martelli L. (a cura di); 2004: *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000 e note illustrative*. Selca, Firenze.

Boccaletti M., Calamita F., Viandante M.G.; 2005: *La Neo-Catena litosferica appenninica nata a partire dal Pliocene inferiore come espressione della convergenza Africa-Europa*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 124, pp. 87-105.

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.

DGR 175/2014: *Approvazione di accordo di collaborazione istituzionale con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale e con il consorzio interuniversitario ReLUIS per la realizzazione di studi finalizzati all'aggiornamento delle mappe di pericolosità e vulnerabilità sismica del territorio regionale*. Deliberazione di Giunta della Regione Emilia-Romagna n. 175 del 17 febbraio 2014.

Fantoni R., Franciosi R.; 2010: *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei, 21 (Suppl.1), S197–S209, doi:10.1007/s12210-010-0102-4.

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

Locati M., Camassi R. e Stucchi M. (a cura di); 2011: *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11. DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11

Martelli L.; 2011: *Quadro sismotettonico dell'Appennino emiliano-romagnolo e della Pianura Padana centrale*. Atti del 30° convegno nazionale GNGTS, Trieste 14-17 novembre 2011, sessione 1.2, 152-156.

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., Martelli L., Baldi P., Bacchetti M.; 2013: *Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana*. Regione Emilia-Romagna-SGSS, Regione Toscana, Università di Siena-DSFTA. Centro stampa Regione Emilia-Romagna, pagg. 170. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/divulgazione/pubblicazioni/sismica/Assetto-tettonico-potenzialita-sismogenetica.

Meletti C. & Valensise G. (a cura di); 2004: *Zonazione sismogenetica ZS9-App.2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica. INGV, 38 pp.

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.

Rogledi S.; 2013: *Structural setting of the Central Po Plain*. Ingegneria Sismica n. 1-2, gennaio-giugno 2013, 126-139.

Rovida A., Camassi R., 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

Sani F., Bonini M., Piccardi L., Vannucci G., Delle Donne D., Benvenuti M., Moratti G., Corti G., Montanari D., Sedda L., Tanini C.; 2009: *Late Pliocene–Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics*. Special Issue "Ten years after the Umbria-Marche Earthquake, Central Italy. E. Tondi, L. Chiaraluce, and G. Roberts Editors. Tectonophysics, 476, 336-356. doi:10.1016/j.tecto.2008.12.012

Scandone P., Stucchi M.; 2000: *La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica*. In. Galadini F., Meletti C. e Rebez A. (a cura di), Le ricerche del GNDT nel campo dellapericolosità sismica (1996-1999). Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 3-14.

Vannoli, P., Burrato,P., Valensise G.; 2014: *The Seismotectonics of the Po Plain (Northern Italy): Tectonic Diversity in a Blind Faulting Domain*. Pure Appl. Geophys. DOI 10.1007/s00024-014-0873-0.

INPUT ACCELEROGRAMS AND EXPECTED ACCELERATIONS FOR SOME DAM SITES IN SOUTHERN ITALY

A. Rebez[1], D. Sandron[1], M. Santulin[1], L. Peruzza[1], A. Tamaro[1], M. Eusebio[2], M. Mucciarelli[1], D. Slejko[1]
[1] OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy
[2] CESI S.p.A., Bergamo, Italy

Introduction. A probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) has been developed for selected sites located in Calabria (southern Italy) with the specific aim of accurately assessing the largest expected ground acceleration. The selected sites host hydroelectric dams that have to be seismically assessed, as requested by the Italian authority, and response spectra and accelerometric time histories are required as input parameters. The study has been developed for CESI S.p.A., that performs the dam seismic assessment under request of A2A S.p.A, owner of the plants. The seismic hazard analysis was designed to provide a broad spectrum of input ground motions suitable for the verification, through a mathematical model, of the structural behaviour of the dams.

Geographical and geological framework. The plants analyzed in the present study fall within the area of the Sila Massif, in northern Calabria, and in particular in the Cosenza, Crotone, and Catanzaro provinces. The Sila Massif is a complex sector of the Calabrian Arc where subduction between the Adriatic and Ionian crust and the Calabrian crust occurs [see Van Dijk *et al*. (2000) and references therein]. From the geological point of view, the Sila Massif is mainly made of crystalline metamorphic Alpine and Hercynian rocks, referred to the Calabrian basement complex, with sedimentary Mesozoic carbonate rocks outcropping in small tectonic windows; they are covered by clastic and evaporitic formations of the Upper Miocene and Plio-Quaternary periods, due to several depositional cycles.

The morphology of the Sila Massif, on the whole, is typical for an area affected by recent phases of rapid uplift [see Olivetti *et al*. (2012) and references therein], with high slope steepness, subjected to intense erosion at the borders, and summit flattened areas characterized by a mature morphology, in its central parts. Strike-slip and normal fault systems with recent documented activity have been recognised by several authors on-land and off-shore [e.g., Monaco and Tortorici (2000), Del Ben *et al*. (2008), Galli *et al*. (2008) and Loreto *et al*. (2013); additional references can be found in Peruzza *et al*. (2013)].

Earthquake catalogue. The earthquake catalogue of the studied area is the basic information

for any PSHA. Richer and more homogeneous is the information about past earthquakes and better and more stable will be the results of the seismic hazard computation.

To obtain this, we started from the available data, that are reported in Tab. 1. The first step consisted in merging the CPTI04 (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) and the recent CPTI11 (Rovida *et al*., 2011) catalogues for the study area, limited by the corner coordinates 38.3 N and 15.3 E to 40.15 N and 17.70 E. The CPTI11 catalogue (Rovida *et al*., 2011) has been the preferred choice in case of duplicity. We have obtained in such a way a catalogue of 264 earthquakes, including 42 events from CPTI04 (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004). These latter records refer to deep events or earthquakes which occurred before 1000 A.D.

Regarding the recent instrumental part of the catalogue, available data from the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) [i.e., CSI (Castello *et al*., 2006) and ISIDE (ISIDe Working Group, 2011) catalogues] and the hypocentral locations reported in the Regional Seismic Network Catalogue of the University of Calabria (Università della Calabria, 2009) have been analyzed, fixing the threshold magnitude at $M \geq 2.5$. To identify the common events between the INGV data set (2093 records) and the Calabria Network list (1588 records), a Fortran code based on the event origin time comparison has been applied. Several tests with a "matching time key" of 4 s, 3 s, 2 s and 1 s have been performed. At the end of the selection phase, 802 earthquakes were identified as common events, 1256 individual events from the INGV catalogue, and 787 individual events extracted from the catalogue of the Calabria Network. Concerning the double entries, the preference was given to the earthquakes located by the Calabria Network, considered to be more accurate due to the larger number of local stations used (including data from the INGV network).

The final instrumental catalogue refers to the years 1981 to 2011 and consists of 2845 events.

Tab. 1 - Historical and instrumental catalogues and data sets considered in this study.

Catalogue type	Name	Time span
Historical	CPTI04	-217-2002
Historical	CPTI11	1005-2006
Instrumental	CSI - INGV	1981-2002
Instrumental	ISIDe - INGV	2001-2011
Instrumental	Rete Calabria (RSRUC)	1986-2009

After assembling the catalogue, it was necessary to remove the aftershocks because the standard probabilistic approach (Cornell, 1968) treats seismicity as a Poisson process, i.e., composed only by main events. More problematic is the foreshocks elimination, because no indication on how to do it automatically is available in literature and they are very limited in number, if any. The elimination of the dependent events has been done according to the Gardner and Knopoff (1974) approach (with the original space and time windows calibrated for California), i.e., by defining a space – time window within which the events are not considered independent. The final declustered catalogue for the studied area consists of 2306 events.

Several time intervals have been considered to analyze the temporal distribution of the earthquakes in the catalogue. In this analysis of completeness, it was noted that earthquakes with magnitude greater than 6 are listed since very ancient times. In particular, earthquakes greater than, or equal to, magnitude 7 have been reported since 1600. The information on earthquakes with magnitudes between 4 and 5 appears to be continuous only from the beginning of the last century. Smaller earthquakes and those acquired by modern seismic networks provide continuous information from the late 1980s.

The logic tree for PSHA. The quantification of the uncertainties (McGuire, 1977) is a crucial point in the calculation of PSHA. The aleatory variability accounts for the natural randomness in the earthquake process while the epistemic uncertainty (McGuire and Shedlock,

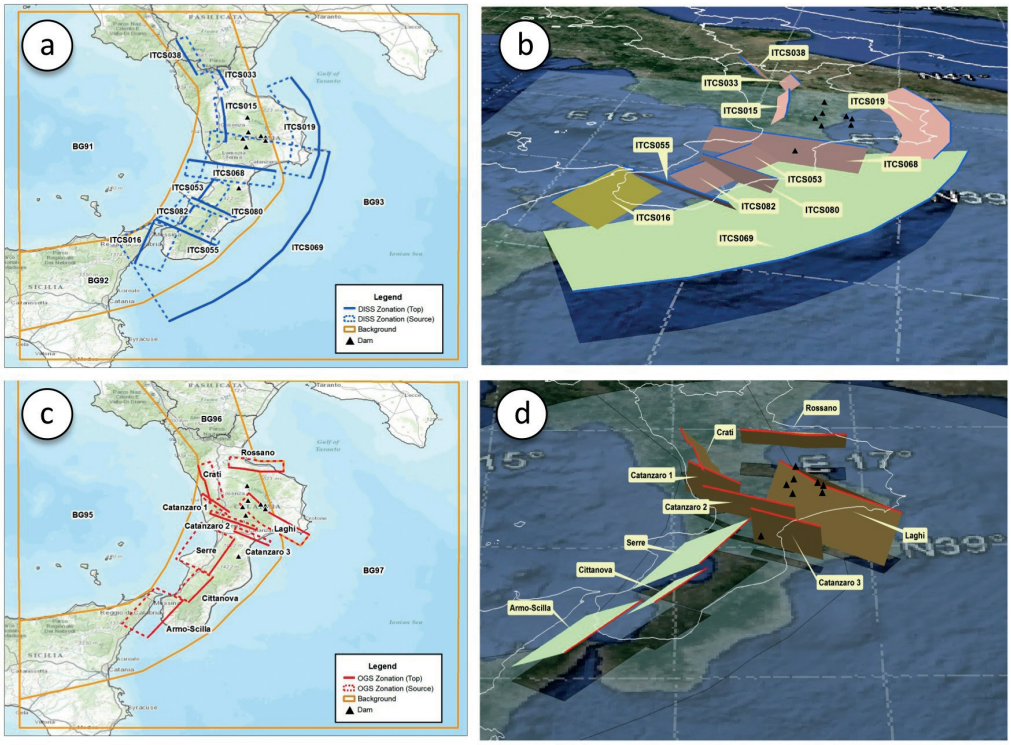


Fig. 1 – Seismogenic source models considered in the present study: a) 2D view of the DISS model; b) 3D view aimed at emphasizing the same fault geometry; c) 2D view of the OGS model; d) 3D view aimed at emphasizing the same fault geometry. The blue and red boxes show the DISS and OGS, respectively, sources (solid line for the top). The yellow boxes identifity the background zones. Solid triangles mark the dam locations.

1981; Toro *et al*., 1997) is the scientific uncertainty in the process model, and it is caused by limited data and knowledge: it is taken into account in PSHA using alternative models in the logical tree approach (Kulkarni *et al*., 1984; Coppersmith and Young, 1986). Each node of the tree structure represents a specific component of the computation (seismogenic zonation, seismicity model, attenuation relation, etc.) and collects a series of alternative models, which should be independent of each other and exhaustive. The final overall result (mean value and standard deviation) is obtained by weighting the appropriate individual results from the different branches (Rebez and Slejko, 2004).

Seismic source characterization. In the PSHA, seismic sources are modelled either as fault planes (faults) or as large seismogenic zones (SZs), where earthquakes can randomly occur. In the present study, and in order to compare the results with those provided by the Italian seismic hazard map [MPS04 by Stucchi *et al*. (2011)], where the sources are modelled as large horizontal SZs, two alternative source models have been considered; one is based on composite sources adopted by DISS (DISS Working Group, 2010), the other model mainly on faults proposed in literature but not retained by DISS. Sources can collect more than one individual fault as segmentation is usually not clearly known. Around these sources, large "background areas" have been considered, where the seismicity external to the sources was collected.

The DISS source model. In the source model derived from the DISS database, nine composite sources have been considered (Figs. 1a and 1b). In addition to the named sources, three broad "background zones" have been introduced: the western zone, which collects the earthquakes of the Tyrrhenian Sea, the central zone, along the Apennines chain, and one that collects the earthquakes in the eastern Ionian Sea.

In the view of taking into account both the uncertainties related to the geometry of the composite sources and the uncertainties in the earthquake location, a band around the sources has been defined (see the three yellow boxes in Fig. 1a) and the seismicity inside this band has been associated with the related source. The seismicity rates calculated for the nine sources of the DISS zonation are shown in Tab. 2: the parameters of the Gutenberg – Richter (G-R) relation (*a*-value and *b*-value) have been calculated according to the maximum likelihood approach (Weichert, 1980). All the sources are characterized by a reasonable *b*-value ($b = \beta/\ln 10$). The greater value between the characteristic magnitude, assigned by DISS (M_{DISS}) to each source, and the statistical magnitude, according to the Kijko and Graham (1998) approach ($M_{K\&G}$), has been selected as maximum magnitude (M_{max}). As related uncertainty (coefficient of variance), it has been taken either the difference between M_{max} and $M_{K\&G}$ or that derived from the standard deviation of $M_{K\&G}$.

The OGS source model. The zonation developed by OGS specifically for the present study (Figs. 1c and 1d) consists of seven sources located around the sites of the dams (Mucciarelli *et al.*, 2013; Peruzza *et al.*, 2013). They represent the simplification of faults known from literature (e.g., Ghisetti, 1992; Galli and Bosi, 2002; Guerra, 2003; Tortorici *et al.*, 2003; Galli and Scionti, 2007; Catalano *et al.*, 2008; Galli *et al.*, 2010; D'Amico *et al.*, 2011; Santulin *et al.*, 2014), surrounded by three large "background zones" (see the yellow boxes in Fig. 1c). Also in the case of the OGS zonation, a band has been considered around the sources, and the overall seismicity has been associated with the related source as identified by a specific analysis. In particular, for the Catanzaro source, all the earthquakes of the area with the 3 fault segments have been collected, the corresponding G-R relation has been calculated and the resulting value has been equally divided on each segment of the source, maintaining fixed the *b*-value. The seismicity rates calculated for the seven OGS sources are given in Tab. 2.

Tab. 2 – G-R parameters of the sources considered in the 2 source models. The λ parameter represents the activity rate of the class of minimum magnitude considered, in this case 4.0. The β–value has been calculated from the *b*-value: $\beta = b \cdot \ln 10$. COV_β is the coefficient of variation of the β–value estimate. Err_M_{max} is the error in the PDF uniform distribution of M_{max}.

Source	M_{min}	λ	β	COV_β	M_{max}	err_M_{max}
DISS						
ITCS015	4	0.74	2.44	0.22	6.23	0.24
ITCS016	4	0.40	2.08	0.23	7.45	0.49
ITCS019	4	1.15	2.26	0.08	7.21	0.29
ITCS033	4	0.09	2.83	0.76	6.48	0.71
ITCS038	4	0.35	2.14	0.19	7.43	0.19
ITCS053	4	0.29	1.96	0.14	6.98	0.34
ITCS055	4	0.19	2.66	0.49	6.29	0.53
ITCS068	4	0.38	2.03	0.23	7.40	0.45
ITCS069*	4	0.51	3.74	0.15	7.10	0.10
ITCS080	4	0.16	2.43	0.16	6.00	0.57
ITCS082	4	0.09	1.69	0.39	7.68	0.71
OGS						
Laghi	4	0.88	2.59	0.21	7.55	0.59
Rossano	4	0.58	2.41	0.11	6.61	0.24
Crati	4	0.52	2.30	0.25	6.79	0.24
Catanzaro	4	0.17	1.99	0.34	6.88	0.24
Armo-Scilla	4	0.63	2.25	0.21	7.50	0.50
Cittanova	4	0.17	2.18	0.27	7.00	0.72
Serre	4	0.47	1.86	0.19	7.50	0.50

For the choice of M_{max}, the characteristic magnitude ($M_{W\&C}$) has been calculated according to the scaling law of Wells and Coppersmith (1994), which uses the area of the fault rupture. More precisely, regarding the 3 largest sources only a part of their length has been considered as rupture length following aspect-ratio considerations because no indications on their possible segmentation are available in the literature. The 3 fault planes that represent the Catanzaro source, however, have been taken as segments that can break along their entire length. The other dimension (width in depth) of the fault planes has been defined after an analysis of hypocentral depth distribution of recent seismicity, and a sensitivity test on hazard results; it never exceeds 35 km depth. $M_{K\&G}$ has been calculated, as well. As in the previous case, we chose the higher value of the two magnitudes ($M_{W\&C}$ for the Rossano and the Crati sources and $M_{K\&G}$ for Lakes and Catanzaro sources) and the related standard deviation has been adopted as uncertainty.

Parameters characterizing the logic tree. The seismicity parameters applied for the calculation of seismic hazard in the used code [CRISIS by Ordaz *et al*. (2012)] are the λ and β values of the G-R relation and M_{max}. The individual seismicity rates, used in the cumulative form in the calculation of the G-R parameters, have been estimated following the approach "higher not highest" (HNH) already applied to the seismic hazard maps of the Italian territory (Slejko *et al*., 1998) taking into account of the earthquake catalogue completeness. The resulting linear fit obtained by linear regression analysis has been considered valid in the range of magnitudes between 4 (M_{min}) and M_{max}, with M_{max} computed on geological (different for the two considered zonations) or statistical (Kijko and Graham, 1998) approaches.

A logic tree (Fig. 2a) with 6 branches has been considered in the present study; it is composed of:

- two source models, one is based on the composite sources of DISS (DISS Working Group, 2010) and the other is defined on the basis of alternative sources (sources debated, as reported in DISS) which have been reanalyzed in the present study (OGS branch in Fig. 2a);
- one single approach (Slejko *et al*., 1998) for the definition of the seismicity model (G-R parameters and M_{max});
- three ground motion prediction equations (GMPEs) for horizontal peak ground acceleration (PGA) and spectral ordinates: the first one (C&F) is of global validity (Cauzzi and Faccioli, 2008), the second one (AMB) was calibrated on European data (Ambraseys *et al*., 1996), and the third one (S&P) on Italian data (Sabetta and Pugliese, 1996).

PSHA results. The results, here presented as an example of the work done, refer to one of the sites hosting an operating dam. Seismic hazard has been estimated in terms of PGA and spectral acceleration (SA) for a 475-year return period, standard reference for seismic design, and for 101- and 1950-year return periods, respectively corresponding to the limit state of damage (SLD) and the limit state of collapse (SLC) in the Italian building code NTC08 (Ministero delle Infrastrutture, 2008). The calculations have been repeated for three soil types: a) rock (V_{S30}>800 m/s); b) stiff soil (360<V_{S30}≤800 m/s) and c) soft soil (180<V_{S30}≤360 m/s).

Fig. 2b, for instance, illustrates the uniform hazard response spectra (UHRSs) obtained by the 6 individual branches of the logic tree, and the average spectrum (grey solid line) obtained as a weighted mean value of the individual spectra, with the related standard deviation. Note that here the mean value is represented, and not the median one (50th percentile) as in the MPS04 map (Stucchi *et al*., 2011). Pros and cons of mean and median values are extensively debated in the literature (see e.g., Abrahamson and Bommer, 2005; McGuire, 2005; Musson, 2005). The dispersion of the curves is quite large with regard both the maximum values and the decay behaviour. In particular, the spectrum obtained by the application of the C&F GMPE is significantly higher than the others for the 0.1-s period.

The UHRSs obtained for the six sites under study are compared in Fig. 2c, regarding only the 1950-year return period and stiff soil. Given the vicinity of the six sites, the UHRSs are quite similar with the maximum peak at 0.1 s.

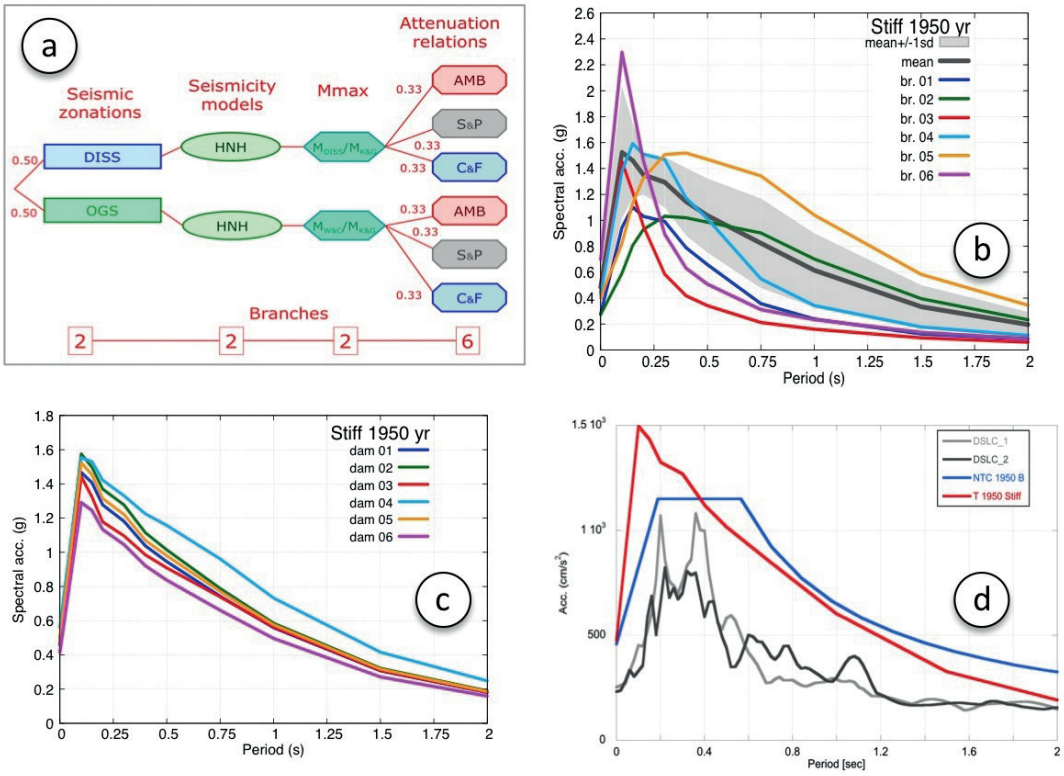


Fig. 2 – Computation scheme and results: a) logic tree composed by two seismogenic zonations (from Italian fault database DISS and the alternative OGS zonation), one seismicity model (HNH), one maximum magnitude (M_{DISS}/$M_{K\&G}$ for DISS zonation and $M_{W\&C}/M_{K\&G}$ for OGS zonation), 3 GMPEs [AMB = Ambraseys *et al*. (1996), C&F = Cauzzi and Faccioli (2008), S&P = Sabetta and Pugliese (1996)]; b) UHRSs for a 1950-year return period for stiff soil (1 = DISS zonation AMB GMPE, 2 = DISS zonation S&P GMPE, 3 = DISS zonation C&F GMPE, 4 = OGS zonation AMB GMPE, 5 = OGS zonation S&P GMPE, 6 = OGS zonation C&F GMPE); c) mean UHRSs for a 1950-year return period for the 6 dams; d) response spectra (pale and dark grey curves) of the two horizontal components of a recorded earthquake, the blue curve represents the 1950-year return period elastic spectrum of Italian building code NTC08 for stiff soil, the red curve represents the UHRS for a 1950-year return period for stiff soil.

The UHRSs for each site and for the three return periods of 101, 475, and 1950 years obtained in the present study have been compared with those obtained by the MPS04 map (Stucchi *et al*., 2011), referring to rock (comparison not shown in this paper), and with the reference spectra of the Italian building code NTC08 (Ministero delle Infrastrutture, 2008) for stiff soil (Fig. 2d). It can be seen that the 1950-year return period UHRS exceeds that of the NTC08 only in the high frequencies (less than 0.4 s) while the spectra of the 2 components of the selected real accelerograms here shown remain well below both cited spectra.

Seismic design parameter. According to the recent Italian technical dams code DM 2014 (Ministero delle Infrastrutture, 2014), for dams located in seismic areas with conventional hazard characterised by PGA greater than 0.15 g, a specific hazard study is mandatory; dam assessment must be performed using seismic input giving worst structural effects. Moreover, for dams located in areas with medium/high seismicity, dynamic analysis approaches (response spectrum and/or time history analyses) are suggested, with seismic action represented by acceleration time-series, i.e., a set of accelerograms (typically 3 to 7 in order to consider the effects on average) representative of the expected seismic event.

DM 2014 (in agreement with the Italian building code, NTC08), defines three types of accelerograms to be used in the design: artificial accelerograms (synthetic time-histories,

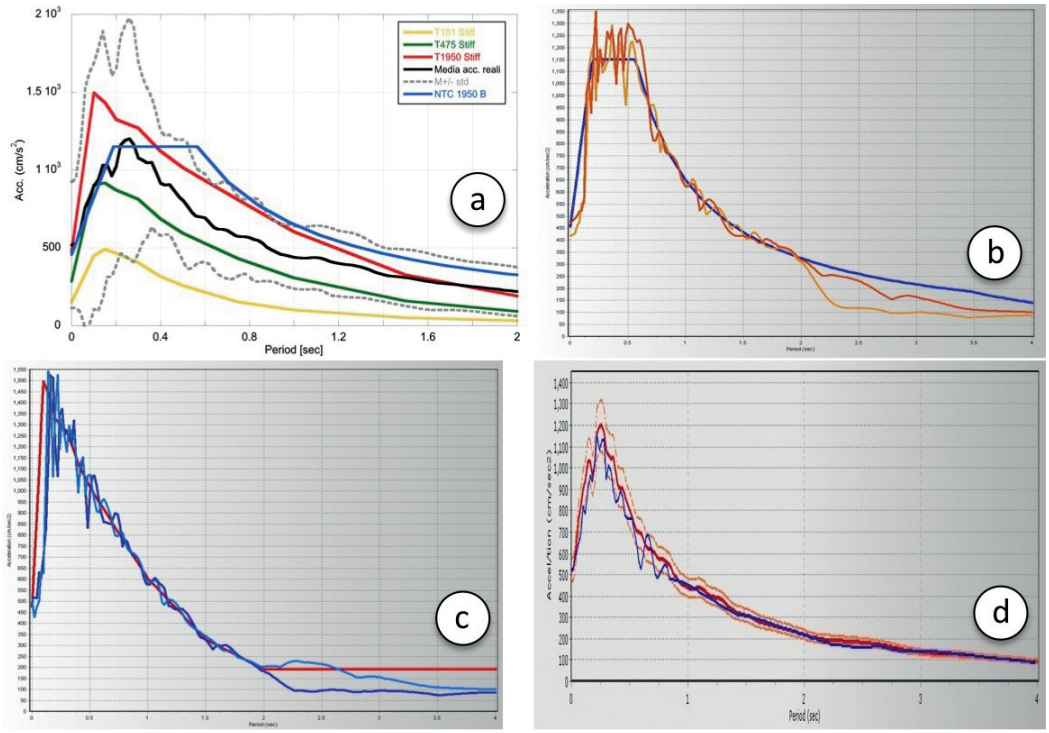


Fig. 3 – Target and computed elastic response spectra: a) target spectrum corresponding to the average response spectrum of ten horizontal components of the five selected events (black curve), the grey dashed curves show one standard deviation, the red, green and yellow curves represent the UHRSs for a 1950-, 475- and 101-year return periods, respectively, for stiff soil, and the blue curve displays the 1950-year return period spectrum of Italian building code NTC08 for stiff soil; b) response spectra of the two horizontal components of a recorded earthquake made compatible with the spectrum of Italian building code NTC08 for stiff soil (blue curve); c) same as (b) but made compatible with the 1950-year return period UHRS calculated in this study (red curve); d) response spectra of a synthetic accelerogram made compatible with the target spectrum (red line) defined in (a).

constructed in accordance with a default elastic spectrum), simulated accelerograms (synthetic time-histories obtained by modelling the physical phenomenon), and instrumentally recorded accelerograms of real earthquakes. The use of the artificial accelerograms is not allowed in the dynamic analysis of geotechnical systems and, consequently, has not been considered in the following elaborations.

Real time histories. Recorded accelerograms can be downloaded from national and international databases, and they should be representative of the seismicity of the site. Typically, the selection of the records is done according with the magnitude (M) and the epicentral distance (D), similar by to that of the design earthquake for the study site, and considering site conditions of the recording station similar to those observed in the study site. The identification of the design earthquake derives often by the deaggregation of the PSHA results for the return period of interest.

In this work, 5 recordings have been selected, not necessarily related to different earthquakes, amounting to 15 accelerograms for each site: 2 for the horizontal components and one for the vertical one for each event. Horizontal and vertical response spectra of all the selected accelerograms (horizontal and vertical components) have been calculated (as in Fig. 2d) together with the average value (black line in Fig. 3a) and its standard deviation (grey dotted line in Fig. 3a). In the present paper, we show the elaborations referring to the horizontal components. Fig. 2d shows that the computed elastic spectrum of one of the selected real accelerograms remains

well below the elastic response spectrum of NTC08 as well as the UHRS calculated in the present work, both referring to a 1950-year return period.

In the case that the real accelerogram does not fully satisfy the selection criteria, it can be scaled through the addition of wavelets. To adapt the real accelerogram to a specific target response spectrum, the software SeismoMatch (Seismosoft, 2013a), developed by Abrahamson (1992) and later updated by Hancock *et al*. (2006), has been used. This program allows changing, in the time domain, an acceleration time-history making it compatible with a specified reference spectrum using the technique of Lilhanand and Tseng (1987, 1988), which employs wavelets based on the elastic response in the time domain of a Single Degree Of Freedom (SDOF) system. In the software procedure, three phases are distinguishable: 1) the calculation of the elastic response of a SDOF system under the action of the time series of acceleration, for each defined period and damping level; 2) the comparison between the peak of each SDOF response with the target and the calculation of the difference; 3) the addition of wavelets to the accelerogram with appropriate amplitudes, adjusting the phase so that the peak amplitude of each response matches the target. A single wavelet is used to fit a single SDOF response. This method preserves the phase characteristics, the temporal variability (non-stationarity) and the frequency content. The result is such that each record has an elastic response spectrum that coincides, within a certain tolerance, with the target spectrum. In the present study, we have selected as target spectrum: 1) the spectrum of the Italian building code NTC08 (blue line in Fig. 3a), 2) the average horizontal UHRS obtained in this work (red line in Fig. 3a), and 3) the average spectrum of horizontal and vertical (not shown in the present paper) components of the 5 selected real recordings (black line in Fig. 3a). The match between the modified time histories and the target spectra for the NTC08 (Fig. 3b) and UHRS (Fig. 3c), both referring to a 1950-year return period, is satisfactory for all frequencies.

Synthetic time histories. The use of real accelerograms and their matching to a specific target spectrum is recommended by the Italian legislation for obtaining a set of recordings to be used in the dynamic non-linear analysis of the structures. However, if the access to real accelerograms presents, for any reason, difficulties, it is allowed to generate synthetic accelerograms to be matched to a specific target response spectrum.

Despite a sufficient number of real accelerograms have been collected for each site, an additional set of synthetic accelerograms have been calculated using the SeismoArtif v2.1 software (Seismosoft, 2013b). This software, based on the work of Halldorsson and Papageorgiou (2005), first generates a synthetic accelerogram, whose characteristics of duration, amplitude, envelope and phase distribution are determined according with the magnitude (M) and the (Joyner-Boore) distance of the seismic event to be simulated. The soil type (based on V_{S30}) and the tectonic regime (intra-plate, inter-plate; active extensional tectonic regimes) of the site under study are also taken into account. In a second step, an iterative procedure modifies the distribution of the amplitudes in the frequency domain to obtain the spectrum convergence to the desired response (Mucciarelli *et al*., 2004). The result is an accelerogram that fulfills all the legislation requirements.

In the present study, we have selected as target spectrum: 1) the average spectrum of horizontal components of the 5 selected real accelerograms (black line in Fig. 3a) and Fig. 3d shows the resulted match, that is satisfactory for the whole frequency range.

Additional elaborations. Another set of analyse, useful to better define the seismic background of the dam, has consisted in the monitoring of accelerations that theoretically may have affected the dam site in the past, resulting by historical and instrumentally recorded earthquakes. The accelerations have been estimated using the Sabetta and Pugliese (1996) GMPE, which is suitable for events in the Italian territory. Moreover, the accelerations caused by recent earthquakes that the dams have actually experienced after their construction and instrumentally recorded have been also considered.

Conclusions. The present study is an example of integration between disciplines traditionally associated with both the research and industrial worlds, with a direct practical application. In

fact, the experience gained by a research group is here focused on definition of specific and more reliable seismic hazard of industrial sites in terms on spectral analysis and time-histories, that can be directly applied in the structural assessment of strategic structure under consideration. This study can be seen also as a specific example where the seismological science is applied to increase the safety level of a territory.

Acknowledgements. Many thanks are due to A2A S.p.A. for financing the study and to Daniela Di Bucci, Civil Protection Department, for her very detailed review that has strongly improved this paper.

References

Abrahamson N.A.; 1992: *Non-stationary spectral matching*. Seismol. Res. Lett., **63**, 1-30.

Abrahamson N.A. and Bommer J.J.; 2005: *Probability and uncertainty in seismic hazard analysis*. Earthquake Spectra, **21**, 603-607.

Ambraseys N.N., Simpson K.A. and Bommer J.J.; 1996: *Prediction of horizontal response spectra in Europe*. Earthquake Eng. Struct. Dyn., **25**, 371-400.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. and Amato A.; 2006: *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. INGV-CNT, Roma, <http://csi.rm.ingv.it>.

Catalano S., De Guidi G., Monaco C., Tortorici G. and Tortorici L.; 2008: *Active faulting and seismicity along the Siculo–Calabrian Rift Zone (Southern Italy)*. Tectonophysics, **453**, 177-192, doi: 10.1016/j.tecto.2007.05.008.

Cauzzi C. and Faccioli E.; 2008: *Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records*. J. Seismol., **12**, 453-475.

Coppersmith K.J. and Youngs R.R.; 1986: *Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments within intraplate environments*, Proceedings of the 3rd National Conference on Earthquake Engineering, vol. 1, pp. 301-312.

Cornell C.A.; 1968: *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1583-1606.

D'Amico S., Orecchio B., Presti D., Gervasi A., Zhu L., Guerra I., Neri G. and Herrmann R.B.; 2011: *Testing the stability of moment tensor solutions for small earthquakes in the Calabro-Peloritan Arc region (southern Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **52**, 283-298.

Del Ben A., Barnaba C. and Taboga A.; 2008: *Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc*. Mar Geophys Res., **29**, 1-12.

DISS Working Group; 2010: *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, doi: 10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1.

Galli P. and Bosi V.; 2002: *Paleosesimology along the Cittanova fault. Implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy)*. J. Geophys. Res., **108**, 1-20.

Galli P., Scionti V. and Spina V.; 2007: *New paleoseismic data from the Lakes and Serre faults: seismotectonic implications for Calabria (Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital.J.Geosci.), **126**, 347-364.

Galli P., Galadini F. and Pantosti D.; 2008: *Twenty years of paleoseismology in Italy*. Earth Science Reviews, **88**, 89-117.

Galli P., Spina V., Ilardo I. and Naso G.; 2010: *Evidence of active tectonics in southern Italy: the Rossano Fault (Calabria)*. In: Guarnieri P. (ed), Recent progress on earthquake geology, Nova Science Publisher Inc., New York, pp. 49-78.

Gardner J.K. and Knopoff L.; 1974: *Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian?* Boll. Seism. Soc. Am., **64**, 1363-1367.

Ghisetti F.; 1992: *Fault parameters in the Messina Strait (southern Italy) and relations with the seismogenic source*. Tectonophysics, **210**, 117-133.

Gruppo di Lavoro CPTI; 2004: *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/

Guerra I.; 2002: *La sequenza sismica del 18 ottobre 2001 nell'alta valle del Savuto (Calabria): un caso di migrazione di stress*. In: Atti del 21° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, file 03.10, Prospero, Trieste, CD-Rom.

Halldorsson B. and Papageorgiou A.S.; 2005: *Calibration of the specific barrier model to earthquakes of different tectonic regions*. Bull. Seismol. Soc. Am., **95**, 1276–1300, doi: 10.1785/0120040157.

Hancock J., Watson-Lamprey J., Abrahamson N. A., Bommer J. J., Markatis A., McCoy E. and Mendis R.; 2006: *An improved method of matching response spectra of recorded earthquake ground motion using wavelets*. J. Earthquake Eng. **10**, 67-89.

ISIDe Working Group; 2011: Italian Seismological Instrumental and parametric database. <http://iside.rm.ingv.it>

Kijko A. and Graham G.; 1998: *Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I: estimation of maximum regional magnitude mmax*. Pure Appl. Geophys., **152**, 413-442.

Kulkarni R.B., Youngs R.R. and Coppersmith K.J.; 1984: *Assessment of confidence intervals for results of seismic hazard analysis*. In: Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering, July 21-28.

Lilhanand K. and Tseng W.S.; 1987: *Generation of synthetic time histories compatible with multiple damping design response spectra*, SMiRT-9. Lausanne, Switzerland, K2/10, pp. 105–110.

Lilhanand K. and Tseng W.S.; 1988: *Development and application of realistic earthquake time histories compatible with multiple damping design spectra*. In: Proceedings of the 9th WCEE, vol.II. Tokyo-Kyoto, Japan, pp. 819–824.

McGuire R.K.; 1977: *Effects of uncertainties in seismicity on estimates of seismic hazard for the east coast of the United States*. Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 827-848.

McGuire R.K.; 2005: *The case of using mean seismic hazard*. Earthquake Spectra, **21**, 879-886.

McGuire R.K. and Shedlock K.M.; 1981: *Statistical uncertainties in seismic hazard evaluations in the United States*. Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 1287-1308.

Ministero delle Infrastrutture; 2008: DM 14 gennaio 2008, Norme tecniche per le costruzioni. Suppl. or. n. 30 alla G.U. n.29 del 4/2/2008 (in Italian).

Monaco C. and Tortorici L.; 2000: *Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily*. Journal of Geodynamics, **29**, 407-42.

Mucciarelli M., Spinelli A. and Pacor F.; 2004: *Un programma per la generazione di accelerogrammi sintetici "fisici" adeguati alla nuova normativa,"* Proceedings of XI Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia", Genova, Italy.

Mucciarelli M., Garcia J., Peruzza L., Rebez A., Santulin M., Slejko D. and Tamaro A.; 2013: *Studio sismotettonico per la stima del sisma dinamico atteso al sito della diga di Nocelle*. Relazione 2013/22 Sez. CRS 5, Trieste, 62 pp.

Musson R.M.W.; 2005: *Against fractiles*. Earthquake Spectra, **21**, 887-891.

Olivetti V., Cyr A.J., Molin P., Facenna C. and Granger D.E; 2012: *Uplift history of the Sila Massif, southern Italy, deciphered from cosmogenic 10Be erosion rates and river longitudinal profile analysis*. Tectonics, **31**, TC3007, doi: 10.1029/2011TC003037.

Ordaz M., Aguilar A. and Arboleda J.; 2012: CRISIS2012, Ver. 4.2. Program for computing seismic hazard, UNAM, México.

Peruzza L., Sandron D., Santulin M., Tamaro A., Mucciarelli M., Rebez A. and Slejko D.; 2013: *Studio sismotettonico per la stima del sisma dinamico atteso in Calabria settentrionale (Sila)*. Internal Report OGS 2013_118_CRS_036, Trieste, 59 pp.

Rebez A. and Slejko D.; 2004: *Introducing epistemic uncertainties into seismic hazard assessment for the broader Vittorio Veneto area (N.E. Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **45**, 305-320.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P. and Stucchi M. (eds.); 2011: *CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Milano, Bologna.

Sabetta F. and Pugliese A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of nonstationarity earthquake ground motion*, Bull, Seism. Soc. Am., **86**, 337-352.

Santulin M., Peruzza L., Sandron D., Tamaro A., Mucciarelli M., Rebez A. and Slejko D.; 2014: *Accelerazioni attese e analisi di accelerogrammi per il sito della diga di Satriano (CZ)*. OGS Rapporti interni, Relazione 2014_036_CRS_016, Trieste, 120 pp.

Seismosoft; 2013a: *SeismoMatch v2.1 – A computer program for spectrum matching of earthquake records*. <http://www.seismosoft.com>.

Seismosoft; 2013b: *SeismoArtif v2.1 – A computer program for generating artificial earthquake accelerograms matched to a specific target response spectrum*. <http://www.seismosoft.com>.

Slejko D., Peruzza L. and Rebez A.; 1998: *Seismic hazard maps of Italy*. Annali di Geofisica, **41**, 183-214.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. and Boschi E.; 2011: *Seismic hazard assessment (2003–2009) for the Italian building code*. Bull. Seism. Soc. Am., **101**, 1885–1911, doi: 10.1785/0120100130.

Toro G.R., Abrahamson N.A. and Schneider J.F.; 1997: *Model of strong motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties*. Seism. Res. Lett., **68**, 41-57.

Tortorici G., Bianca M., De Guidi G., Monaco C. and Tortorici L;. 2003: *Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle-Late Quaternary*. Quatern. Int., **101-102**, 269-278.

Università della Calabria; 2009: *Regional earthquake catalogue*. Computer file.

Van Dijk J.P., Bello M., Brancaleoni G.P., Cantarella G., Costa V., Frixa A., Golfetto F., Merlini S., Riva M., Toricelli S., Toscano C., and Zerilli A.; 2000: *A new structural model for the northern sector of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, **324**, 267-320.

Weichert D.H.; 1980: *Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes*. Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1337-1346.

Wells D.L. and Coppersmith K.J.; 1994: *New empirical relation-ships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 974–1002.

PRIMA ANALISI DEI DATI DI RADON INSERITI NELLA BANCA DATI DEL PROGETTO S3

A. Riggio[1], M. Santulin[1], A.Tamaro[2]
con il contributo di:
G. Barile[3], G. Deantoni[3], G. de Liso[4], A. Fiaschi[5], G.Immè[6-7], R. Mineo[8], D. Morelli[6-7], N.M. Pagliuca[9]
[1] *Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale – OGS, Trieste*
[2] *Dottorando dell'Università di Udine presso l'OGS, Trieste*
[3] *Osservatorio Geofisico di Novara, Torrion Quartara (NO)*
[4] *Centro per lo studio dei Precursori Sismici, Torre Pellice (TO)*
[5] *Prato Ricerche, Istituto Geofisico Toscano, Prato*
[6] *Dipartimento di Fisica e Astronomia, Università degli Studi di Catania*
[7] *INFN, Sezione di Catania*
[8] *10° Settore Geologia e Geognostica, Provincia Regionale di Ragusa*
[9] *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, Roma*

Introduzione. Nell'ambito del progetto INGV-DPC S3, si è proceduto alla realizzazione di una banca dati contenente dati di radon acquisiti e forniti da istituzioni scientifiche o amatoriali, corredati, quando disponibili, da dati meteorologici registrati dallo stesso strumento del radon, o da stazioni meteo ubicate in prossimità del sito di rilevamento del radon. La banca contiene 3961 siti e più di un milione di records (Riggio *et al*., 2013).

Le modalità di acquisizione applicate sono: in suolo, in acqua e in aria. Il tempo di campionamento è compreso tra i dieci minuti e le dodici ore, per le misure considerate in continuo, e tra i quindici giorni e un anno, per quelle campionate.

I punti fondamentali dell'analisi dei dati sono la definizione di "anomalia" e le sue caratteristiche (tempo precursore, ampiezza, durata), la stima dell'influenza dei parametri ambientali e come effettuare la selezione dei terremoti da considerare.

La letteratura esistente sul radon e sulla possibile connessione tra le sue variazioni e la deformazione crostale, è notevole, poiché il radon fu identificato come un possibile precursore già nel 1920 (Riggio *et al*., 2013).

Purtroppo, dopo periodi di grande entusiasmo, in cui furono eseguite diverse misure in varie parti del mondo, seguirono periodi in cui tale tipo di studio fu messo da parte, interrompendo, così, delle serie temporali che sarebbero state di grande utilità.

Tutti i tipi di precursori sismici sono un'unica reazione al processo di preparazione del terremoto, sebbene le grandezze fisiche osservate siano diverse l'una dall'altra. Il processo di insorgenza e di preparazione di un terremoto influenza le caratteristiche dell'anomalia, come si può dedurre da uno studio sistematico sia di anomalie di medio-lungo tempo, con durata anche di anni, che di anomalie di breve durata osservate poco prima del verificarsi del terremoto (Zhang *et al*., 1996).

Infatti, le caratteristiche dell'anomalia possono essere influenzate dal tipo di struttura tettonica della zona e dal conseguente tipo di meccanismo del potenziale terremoto (Italiano *et al*., 2012).

L'estensione del campo di stress determina la distanza entro la quale possono essere rilevati fenomeni precursori.

Analisi dei dati. I dati forniti dalle varie Istituzioni sono stati omogeneizzati secondo la scheda metadati in precedenza definita. In Tab. 1 è riportato un esempio di dati di radon acquisiti in suolo dall'OGS e archiviati nella Banca Dati. Le informazioni riportate sono quelle di base, comuni a tutti i siti, ma in alcuni, sono disponibili molte altre informazioni relative alle caratteristiche fisico-chimiche delle acque (temperatura, conducibilità, pH, EH) e ai parametri meteorologici (temperatura dell'aria, pressione, umidità).

Una netta distinzione deve essere fatta tra i dati con campionamenti periodici e i dati campionati in modo tale da poter essere considerati "in continuo". A causa della mancanza sul mercato, fino a pochi anni fa, di strumentazione di facile utilizzo, per misure in acqua in continuo, le serie temporali più lunghe sono quelle acquisite in suolo. Una prima interpretazione

Tab. 1 - Esempio di dati archiviati secondo la scheda metadati.

NAME	DATE	LAT.	LONG.	ALTI T.	RADON	M.UNI	E R	M. UNIT.	ACQUIS. M.	SITE TYPE	INSTRUM.
Cazzaso	2002/11/12/16/37	46,430669	12,995248	675	99,49	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena
Cazzaso	2002/11/12/19/37	46,430669	12,995248	675	78,68	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena
Cazzaso	2002/11/12/22/37	46,430669	12,995248	675	65,51	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena
Cazzaso	2002/11/13/01/37	46,430669	12,995248	675	59,7	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena
Cazzaso	2002/11/13/04/37	46,430669	12,995248	675	49,29	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena
Cazzaso	2002/11/13/07/37	46,430669	12,995248	675	65,82	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena
Cazzaso	2002/11/13/10/37	46,430669	12,995248	675	104,39	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena
Cazzaso	2002/11/13/13/37	46,430669	12,995248	675	108,07	Bq/m^3			Soil	Well	Prassi-Silena

è stata fatta solamente sui dati di una singola serie acquisita in Friuli (Riggio *et al*., 2013), ma sono almeno sei le Istituzioni che hanno fornito dati acquisiti in continuo per un periodo di tempo superiore o uguale all'anno, in uno o più siti, per un totale di quindici serie temporali.

Le serie prese in considerazione sono state acquisite tutte in suolo ma con strumenti e intervalli di campionamento differenti. I dati riportati in Tab.1 hanno un campionamento di tre ore poiché lo strumento utilizzato prevede un periodo di tre ore per ripulire la misura di radon dai prodotti del decadimento (figli del radon). Gli strumenti utilizzati per l'acquisizione sono diversi sia per casa costruttrice sia per tecnica di misura. Lo strumento indicato in Tab.1, il Prassi della Silena, utilizza la tecnica della cella a scintillazione, in modalità attiva, mentre gli altri siti che saranno presi in esame, sono equipaggiati, nel maggior numero dei casi, con l'AlphaGuard, strumento con tecnica di cella a ionizzazione che può essere utilizzato in modalità attiva e passiva, ma sono utilizzati anche un Radon-Meter detector della Geoex mod.1027, e un prototipo realizzato dalla ditta Elettrobyt e utilizzato dall'Osservatorio Geofisico di Novara. I periodi di acquisizione dei singoli siti sono riportati in Fig.1. Dal 2004 al 2014 è il periodo in cui più siti hanno acquisito simultaneamente. Si è iniziato, quindi, ad analizzare i dati registrati in questo periodo e in questi siti, anche se la diversa frequenza di campionamento potrebbe rendere difficile la correlazione dei segnali.

La prima analisi è stata fatta definendo "anomalia" i valori che superano il limite del +/- 2 sigma considerando tutti i terremoti selezionati secondo Hauksson e Goddard (1981), e nel caso di forti terremoti, anche qualcuno non incluso nella selezione.

Le anomalie relative alla serie di Cazzaso (Friuli) sono state già riportate in precedenti lavori (Riggio *et al*., 2013). Oltre a singole anomalie potenzialmente relazionabili ad eventi di magnitudo poco superiore al 3,0, era stato riscontrato un progressivo aumento della concentrazione di radon dall'agosto 2006 all'aprile 2009, e analizzato con la sismicità complessiva espressa tramite il coefficiente b della legge frequenza-magnitudo (Gutemberg e Richter, 1944; Riggio e Sancin, 1986). Nel presente lavoro saranno analizzati anche i dati del sito dell'Osservatorio Geodinamico di Rocca di Papa dell'INGV che ha prodotto una serie temporale che va dal 2005 al 2009. Lo strumento utilizzato per l'acquisizione in suolo è un AlphaGuard e l'intervallo di campionamento è di un'ora. In Tab. 2 sono riportate le anomalie che si è cercato di evidenziare,

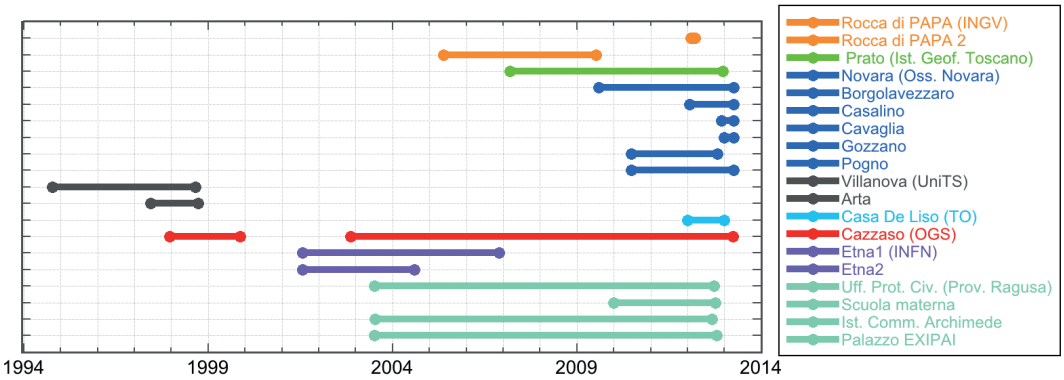


Fig. 1 – Grafico dei periodi di acquisizione dei siti di monitoraggio continuo di radon in suolo.

secondo i criteri menzionati prima, com'era stato fatto per i dati del sito friulano (Riggio *et al*., 2013). Il valore medio ivi registrato nel 2005 è di 6,33 Bq/m^3, mentre dal 2006 al 2009 raggiunge il valore di 12,36 Bq/m^3, indicando un raddoppiamento della concentrazione di radon registrata, in corrispondenza del progressivo aumento osservato nel sito di Cazzaso (Friuli).

Fra le varie Istituzioni che acquisiscono da qualche anno dati di concentrazione di radon in suolo, in continuo, in ben sei siti differenti (Cavaglia, Casalino, Gozzano, Pogno, Novara e Borgolavezzaro), c'è l'Osservatorio Geofisico di Novara, che nato nel 1980, dopo il terremoto dell'Irpinia, grazie ad un gruppo di volontari della Protezione Civile, collabora con altre Istituzioni come l'ARPA di Novara e Ivrea e l'INGV. I siti di acquisizione sono in funzione dal settembre 2009 (a Novara), e successivamente negli altri cinque, sempre in provincia di Novara e in prossimità della Faglia della Cremosina. Lo strumento è un prototipo costruito presso l'Osservatorio, che acquisisce con frequenza oraria in counts/ora. I rilevatori sono posizionati a circa 1 metro sotto il livello del terreno. Una prima analisi sui segnali ivi registrati ha messo in evidenza la presenza di andamenti simili nei vari siti, in particolare, con anomalie comuni nei seguenti periodi: 23/10/2011-06/11/2011 e 04/09/2012 - 29/11/2012 (Novara e Pogno), 12/02/2012 -04/05/2012 e 06/10/2012 - 07/01/2013 (Casalino e Pogno), dal 28/02/2012 al 17/05/2012 e 03/06/2012-12/10/2012 (Gozzano). Sebbene le serie temporali non siano molto lunghe, l'insieme dei siti costituisce una piccola rete di rilevamento utile per la verifica delle variazioni, che include, nella maggior parte dei casi, anche i dati meteorologici. Sempre in Piemonte, è presente un'ulteriore sito di rilevamento con gestione amatoriale, dove è stato creato un piccolo osservatorio, in località Torre Pellice (TO), che acquisisce dati magnetici, di temperatura e di radon con campionamento ogni 12 ore. Lo strumento per il radon è un Detector 1027 della Geoex. La serie temporale, anche in questo caso, comprende il periodo 2012 -2013. Dal 5 maggio al 9 luglio 2012 e durante il mese di ottobre 2013, si sono riscontrate le due variazioni più evidenti della concentrazione di radon. Lo strumento è posizionato in uno scantinato a circa 30 cm di profondità dal piano del pavimento. Il segnale sembra non essere influenzato da fattori esterni e si cercherà di correlarli con gli altri dati disponibili.

Altro sito, con registrazione in continuo, non troppo lontano dalla zona scelta come prioritaria, è Prato, gestito da Prato Ricerche, Istituto Geofisico Toscano in collaborazione con la Sezione di Prato del CAI. Lo strumento, in funzione dal 2007, è un AlphaGuard posizionato all'interno della grotta di Forra Lucia. Il tempo di campionamento è orario. Anche per questi dati è stata fatta una prima analisi delle possibili anomalie presenti nella serie temporale, che sono state individuate.

Per tutti i siti dopo la prima analisi, per ogni anomalia riscontrata, sono stati determinati i parametri che caratterizzano un'"anomalia" e cioè: durata, ampiezza, tempo precursore. A titolo di esempio vengono riportate in Tab. 3 le caratteristiche delle anomalie rilevate nel sito

di Pogno (Novara). Per "durata" si intende il periodo compreso tra il momento in cui il segnale di radon supera il limite del 2sigma e il momento in cui ritorna sotto il limite del 2sigma, per "ampiezza" si intende il valore massimo raggiunto sopra il limite del 2sigma, la magnitudo si riferisce al primo terremoto, fra i selezionati, che si verifica dopo la fine dell'anomalia, per "tempo precursore", il tempo intercorso tra il tempo di inizio dell'anomalia e il verificarsi di un terremoto. Naturalmente tutte queste analisi sono state fatte a posteriori e non sono quindi da considerarsi previsioni, ma un'interpretazione dell'andamento del radon nel tempo.

Tab. 2 - Anomalie rilevate nella serie temporale di Rocca di Papa.

Periodo 2005_2009 con 2sigma =34,123							
ANOMALIA	Inizio	Fine	Terremoto	Magnit.(1)	LAT	LON	Localizzaz.
Anomalia lungo period. 1	23/01/06	24/01/06					
Con vari picchi	20/02/07	18/12/07					
	03/01/08	03/01/08					
	06/03/08	06/03/08	12/04/08	3,70	41,78	12,58	Colli Albani
	29/04/08	14/05/08	30/03/09	4,10	42,32	13,38	L'Aquila
			06/04/09	5,90	42,34	13,38	L'Aquila
			06/04/09	4,70	42,35	13,35	L'Aquila
			06/04/09	4,30	42,36	13,46	L'Aquila
			06/04/09	4,20	42,30	13,43	L'Aquila
			06/04/09	4,60	42,36	13,33	L'Aquila
			06/04/09	4,10	42,34	13,39	L'Aquila
			06/04/09	4,10	42,36	13,34	L'Aquila
			06/04/09	5,00	42,46	13,39	L'Aquila
			07/04/09	4,80	42,34	13,39	L'Aquila
			07/04/09	5,40	42,30	13,49	L'Aquila
			07/04/09	4,30	42,36	13,37	L'Aquila
			09/04/09	5,10	42,49	13,35	L'Aquila
			09/04/09	4,60	42,34	13,44	L'Aquila
			09/04/09	4,10	42,34	13,26	L'Aquila
			09/04/09	5,00	42,50	13,35	L'Aquila
			13/04/09	5,00	42,50	13,38	L'Aquila
2	22/04/09	08/05/09	23/04/09	4,20	42,23	13,49	L'Aquila
			22/06/09	4,60	42,45	13,35	L'Aquila
			12/07/09	4,20	42,33	13,38	L'Aquila
			06/08/09	4,20	41,65	13,67	Cassino
Periodo 2006_2009 with 2sigma= 37,85							
ANOMALIA come 05-09							
Periodo 2005 con 2sigma = 17,44							
ANOMALIA 1	25/01/05	25/01/05					
	05/02/05	06/02/05					
	01/03/05	01/03/05					
	25/03/05	27/03/05					
	10/04/05	11/04/05					
	08/05/05	11/05/05					
2	19/10/05	20/10/05	22/08/05	4,70	41,37	12,45	CostaLaz.

(1) La magnitudo riportata è ML dal Bollettino Sismico Italiano (INGV, 2005-2009).

Sebbene la priorità dell'area sia stata data alla Pianura Padano-Veneta (Po Plain) e all'Appennino meridionale, successivamente saranno analizzati anche i dati radon acquisiti sull'Etna (INFN) e a Ragusa (Provincia di Ragusa) poiché sono le altre due serie temporali molto lunghe e contemporanee a quelle elencate precedentemente. L'analisi di queste serie dovrà tenere conto della caratteristica vulcanica della zona. I sensori dell'INFN sono due e sono ubicati sul versante NE e sul versante SO dell'Etna e sono costituiti da un AlphaGuard ciascuno con camiponamento giornaliero dal 2001 al 2006. I valori registrati sul versante NE sono circa il doppio di quelli registrati sul versante SO.

La Provincia di Ragusa, oltre ad effettuare misure di radon indoor con periodicità variabile, dal 2003 al 2012, ha acquisito radon in suolo in tre siti differenti (Ragusa, Modica e Scicli, e dal 2010 a Monterosso Almo), sempre in provincia di Ragusa, utilizzando lo strumento AlphaGuard PQ2000 Pro in modalità attiva. Dal 2010 la stazione di Ragusa è stata equipaggiata con un rilevatore Miam Tesys MR1 Plus. L'intervallo di campionamento in tutti i siti è di 10 minuti.

Il radon è un gas, e come tale il suo comportamento è fortemente influenzato dalle variabili di stato: pressione, volume e temperatura. Le relazioni che legano tali grandezze fisiche sono le leggi dei gas, e quella che le mette tutte in relazione, è la legge dei gas perfetti:

$P \cdot V = n \cdot R \cdot T$

dove P è la pressione, V il volume, n il numero di moli, R la costante universale dei gas e T la temperatura. Quando le condizioni di pressione e temperatura si allontanano da quelle ambientali, il comportamento del gas può essere molto differente dalla relazione teorica.

Il dubbio che assale la maggior parte dei ricercatori che operano in questo campo e no, è se l'utilizzo del radon come precursore possa essere inficiato da variazioni del suo comportamento causate da variazioni di parametri meteorologici.

Per verificare se i dati delle serie temporali utilizzate fossero affette da fattori esterni, si è proceduto con la correlazione tra i dati di alcuni dei siti descritti prima, e la temperatura e pressione, misurate dallo strumento stesso o in stazioni meteo vicine. I coefficienti di correlazione non hanno mai superato lo 0,2, indicando una scarsissima influenza di parametri ambientali. Naturalmente ogni sito può avere un comportamento differente secondo la sua localizzazione più o meno esposta alle condizioni ambientali.

Poiché, in alcuni casi, nel segnale di radon sono più evidenti delle variazioni, di tipo stagionale, che potrebbero costituire un intralcio all'interpretazione, si è provato ad eliminare tale componente, facendo la media del segnale giorno per giorno, su un anno, per tutti gli anni. La crosscorrelazione tra la sequenza giornaliera calcolata e il segnale originario ha dato un coefficiente di correlazione maggiore di 0,8. In Fig. 2 è stato riportato, il valore di radon

Tab. 3 - Caratteristiche delle anomalie rilevate nella serie temporale di Pogno (Novara).

DATA ANOMALIA	DURATA	AMPIEZZA	MAGNITUDO	T.PRECURSORE	DISTANZA(km)
26-06-2010/08-04-2011	9 Mesi + 12 gg	254,42%	5.1[(1)] + 4.9[(1)] + 4.4[(1)]	1 Anno + 11 gg	300
23-10-2011/28-10-2011	6 gg	127,21%	4.4[(1)]	7 gg	160
29-12-2011/26-01-2012	28 gg	149,00%	5.0[(2)] +5.2[(2)]	29 gg	260
27-01-2012/15-05-2012	3 Mesi + 19 gg	232,30%	5.9[(2)] + 5.8[(2)] + 5.3[(3)] + 5.2[(1)] + 5.1[(1)]	3 Mesi + 23 gg	260
29-07-2012/30-03-2013	Non terminata	188%			

[(1)] Regional Seismic Network of North-western Italy (RSNI) – DISTAV - Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita, Sezione Geofisica, Università di Genova (DISTAV, 2011-2012). Le magnitudo riportate sono ML.

[(2)] Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli - Venezia Giulia – OGS, Trieste (OGS, 2012). Le magnitudo riportate sono MD.

[(3)] ISIDe – INGV, Roma (ISIDe, 2012). La magnitudo riportata è Mw.

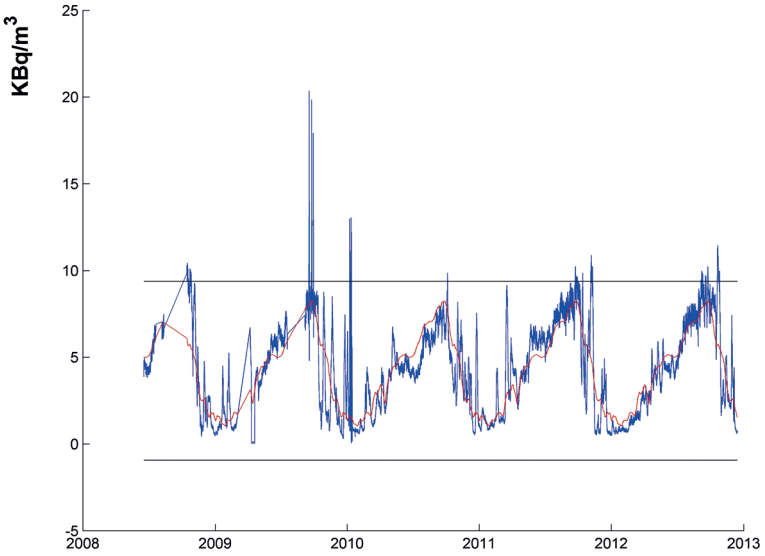


Fig. 2 – Radon in suolo registrato nel sito di Prato (linea blu), +/- 2sigma (linee nere) e l'andamento stagionale medio lisciato (linea rossa).

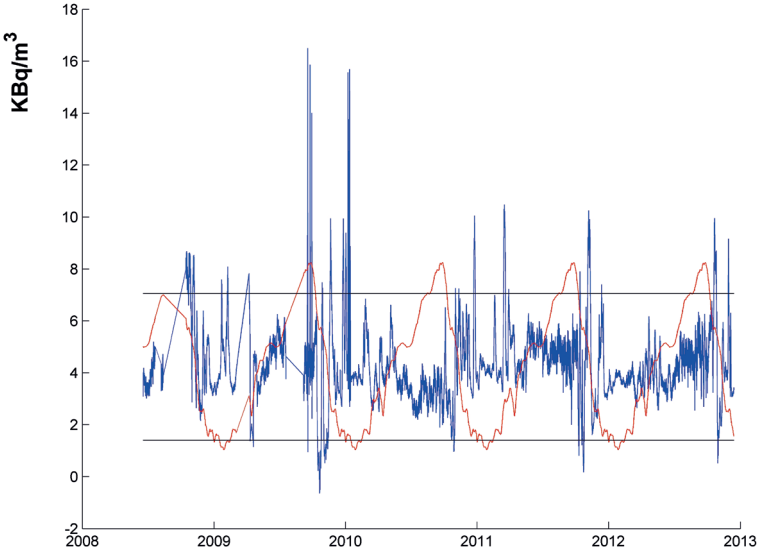


Fig. 3 – Radon in suolo registrato nel sito di Prato, corretto dalla variazione stagionale (linea blu), +/- 2sigma (linee nere) e l'andamento stagionale medio lisciato (linea rossa).

originario, acquisito nel sito di Prato, e l'andamento stagionale medio del radon lisciato. In questo caso era molto evidente una componente stagionale del segnale che doveva essere eliminata. In Fig. 3 è riportato lo stesso segnale di radon corretto e l'andamento stagionale medio, sempre per il sito di Prato. E' evidente che la correzione non elimina le potenziali "anomalie" ma le evidenzia maggiormente. Lo stesso sistema di pulizia del dato sarà applicato alle altre serie di dati.

Dopo la fase di ripulitura, si dovrà procedere con l'omogeneizzazione dei dati per poterli correlare fra loro e, successivamente, con altri fenomeni. A tal fine si proverà ad applicare le tecniche di PCA (Gualandi, 2014; Joliffe, 2002) per analizzare la dinamica di un sistema fisico.

Conclusioni. La creazione di una banca dati contenente una buona parte dei dati di radon acquisiti sul territorio nazionale, ha dato la prima possibilità di analizzare contemporaneamente i segnali provenienti da siti differenti. Oltretutto, si spera, che potrà essere una banca aperta e che l'inserimento dei dati possa continuare non solo da parte delle Istituzioni che hanno aderito all'iniziativa, ma anche da parte di chi non ha partecipato finora, al fine di giungere realmente ad un prodotto sempre più completo ed efficiente.

La presenza di Anomalie riscontrate nello stesso periodo in siti differenti fa sperare che l'incremento del numero di siti, localizzati lungo tutto il territorio nazionale, possa dare un grande contributo. In ultimo, ma non ultimo, il confronto con gli altri osservabili, studiati nell'ambito del progetto S3 dalle altre U.R., dovrebbe portare all'identificazione dell'area coinvolta nel processo di deformazione.

I dati riportati qui sono solo una minima parte di quelli che sono stati e che saranno analizzati, ma in fase di riassunto non era possibile citarli tutti. Si è voluto dare una panoramica delle attività svolte all'interno del progetto S3 della convenzione INGV-DPC.

Ringraziamenti. La ricerca è stata eseguita nell'ambito delle attività del Progetto Sismologico S3 (2014 – 2015), finanziato dal Dipartimento della Protezione Civile Italiana (DPC) e dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

Bibliografia

DISTAV; 2011 – 2012: Bollettini sismici mensili della Rete Sismica della rete dell'Italia Nord Occidentale (RSNI).

A. Gualandi; 2014: Analisi delle Componenti Principali: cenni teorici. Seminario all'interno del progetto S3, Bologna, 10/07/2014.

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

INGV; 2005 -2009: Bollettino Sismico Italiano, INGV – Roma.

ISIDe; 2012: Lista degli eventi sismici registrati dalla Rete sismica Nazionale.

Italiano F., Liotta M., Martelli M., Martinelli G., Petrini R., Riggio A., Rizzo A.L., Slejko F.F., Stenni B; 2012: Geochemical features and effects of deep seated fluids during the May-June 2012 southern Po Valley seismic sequence. Annals of Geophysics, 55, 815-821

I.T.Jolliffe; 2002: Principal Component Analysys, Second Edition – Springer, ISBN 0-387-95442-2.

OGS; 2012: Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli – Venezia Giulia. OGS, Trieste.

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, A.Tamaro; 2013: Radon as seismic precursor in the framework of the S3 project . In: Atti del 32° Convegno GNGTS, Trieste, Vol.2, pp. 123 – 130.

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).

NEW METHODOLOGY FOR LOSS SIMULATION SCENARIOS VALIDATED WITH RECENT ITALIAN EARTHQUAKES

F. Sabetta, R. Ferlito, T. Lo Presti, M.G. Martini, M. Picone
Dipartimento della Protezione Civile, Roma, Italy

In the first 1-2 hours after the notification of the magnitude and coordinates of an earthquake, is particularly useful to have a tool that allows to evaluate a first estimate of the expected losses, in order to plan a tight schedule of the actions to be taken for the emergency management. In this paper the last development of a loss simulation tool, based on a Geographical Information System (GIS) and developed by the Italian Department of Civil Protection (DPC), is analysed evaluating its performance in matching the damage data of recent Italian earthquakes.

At the DPC has been in use for more than 10 years the application SIGE (Sistema Informativo per la Gestione dell'Emergenza) that allows you to calculate the losses in terms of the expected number of collapsed, unusable and damaged houses, as well as victims, injured and homeless (Lucantoni *et al*. 2001). This tool also provides a comprehensive picture of the affected area in terms of seismicity, monitoring networks, schools, hospitals, roads and railways, dams, industries at risk, etc. SIGE is based on an empirical approach using a conversion magnitude-macroseismic intensity, an intensity attenuation relationship, and Damage Probability Matrices (DPM - Di Pasquale *et al*. 2000) providing, on the basis of data collected during post-earthquake damage surveys, the probability of a given damage level as a function of intensity and building typological class. It has to be remarked that, considering the lack of reliable geological and geotechnical data at the national scale, SIGE doesn't take into account the local site effects.

The former version of SIGE has been updated in order to improve the losses forecast particularly for small to medium sized earthquakes. This has been achieved through a careful analysis of the damage surveys performed after some recent Italian earthquakes (Tab. 1) and the following calibration of the scenario results. The data reported in Tab. 1 have been obtained as follows: Ml is the value provided by the INGV message on which the SIGE has been launched; Mw is calculated from Ml on the basis of the relationship provided by Gasperini *et al*. (2013) except for the L'Aquila earthquake; epicentral intensity Io is estimated from a Mw-Io relationship [catalogue CPT11: Rovida *et al*. (2011)] except for the 2012 Emilia earthquake where Io has been reduced on the basis of the macroseismic observations; depth is taken from INGV-ISIDE (http://iside.rm.ingv.it/); fatalities and homeless are taken from several sources available in the WEB (e.g Italian regions and DPC) and considering the resident people (ISTAT 2001 census) in the unusable buildings (habitability states B, C, E) reported in the AeDES forms (Baggio *et al*., 2009) used in Italy for damage and safety assessment of buildings.

Tab. 1 - Italian earthquakes considered for the calibration of the loss scenario.

Earthquake	Date	Ml	Mw	Io MCS	Depth (km)	Fatalities	Homeless
Narni	16/12/2000	4.1	4.2	4.8	8	0	0
Cerreto	11/03/2000	4.1	4.2	4.8	5	0	120
Arezzo	26/11/2001	4.4	4.5	5.5	5	0	50
Salò	24/11/2004	4.8	5.0	6.4	5	5	974
Pollino	26/10/2012	5.0	5.2	6.9	6	0	150
Lunigiana	21/06/2013	5.2	5.4	7.3	5	21	638
Lagonegro	09/09/1998	5.5	5.7	8.0	7	11	651
Molise	31/10/2002	5.4	5.6	7.8	10	130	3000
Palermo	06/09/2002	5.6	5.8	8.2	5	0	209
Emilia	20/05/2012	5.9	6.1	7.5	6	57	42000
L'Aquila	06/04/2009	5.8	6.3	9.3	9	1908	67459

The main features introduced in the new version of SIGE are the following:

- Input: magnitude (Ml or Mw), epicentral coordinates, focal depth.
- Ml-Mw transformation (Gasperini *et al*., 2013).
- Mw-Io relationship obtained by a regression on the seismic catalog CPT11 (Io= 2.1241*Mw-4.106).
- Relationship for the attenuation of macroseismic intensity: Gomez Capera (2007) if ML≤5.5 (Io≤VIII); Pasolini *et al*. (2008), modified with the introduction of a no-attenuation area as a function of Io, if ML>5.5 (Io>VIII).
- Introduction of a calibration to take into account the earthquake focal depth (if h>20 km I0'=I0-0.0259*(h-20)).
- Introduction of different Mw-Io relations and different attenuation for the volcanic zones (Gomez Capera, 2007).
- Vulnerability classes of the Italian real estate based on ISTAT 2001 census data (building typology, age of construction, number of stories).
- Damage represented in terms of the 5 damage levels of the macroseismic scale EMS-98 (Grünthal, 1998).
- Probability of a given damage level for each vulnerability class derived by Damage Probability Matrices (Di Pasquale *et al*., 2000).
- Loss output in terms of collapsed dwellings (damage level D5), unusable dwellings (damage levels D3, D4, D5), inhabitants in collapsed dwellings (fatalities), inhabitants in unusable dwellings (homeless).
- Introduction of the Seismic Emergency Scale (ES) combining in a single indicator, taking values from 1 to 5, the estimates of damaged dwellings, homeless and people involved in building collapse.
- Uncertainty of the results assessed in terms of both hazard (half degree of the macroseismic intensity evaluated in each municipality) and vulnerability (min, med, max values corresponding to 16, 50 and 84 percentile considering the distribution and the standard deviation of the Damage Probability Matrices).

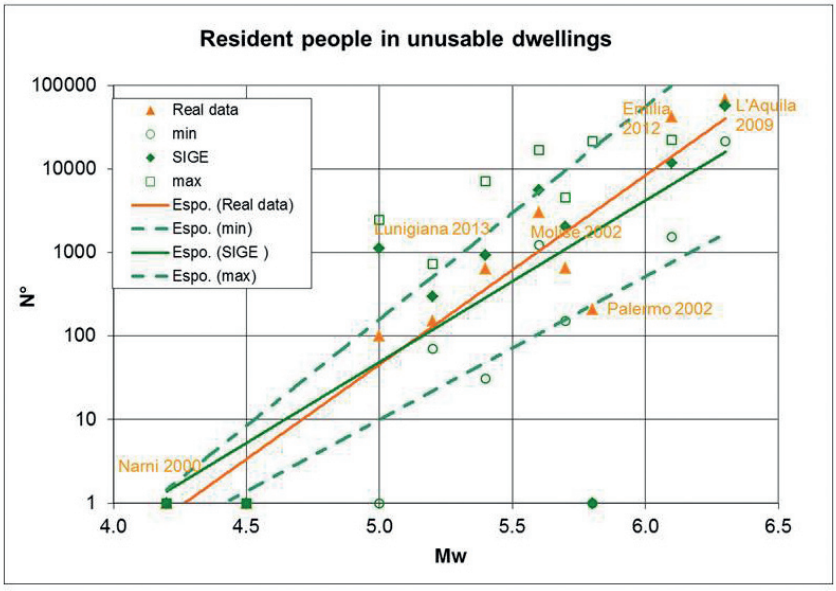


Fig. 1 – Comparison, as a function of earthquake magnitude, of the number of people resident in unusable dwellings (homeless) obtained by SIGE with the real data surveyed on field. Lines indicated by "espo" correspond to an exponential fit on the data that becomes linear in a semi-log plot.

In Fig. 1 the number of inhabitants in unusable dwellings (diamonds) with the corresponding uncertainty (squares and circles and best fit dashed lines) is compared, as a function of magnitude, with the real data of the homeless derived from Tab. 1. Besides the large scatter of the real data that obviously are not a linear function of the magnitude, it can be seen that the agreement with SIGE output is quite good if the large uncertainty in the results (corresponding to about an order of magnitude) is taken into account. The scenario results are slightly overestimated for small magnitude earthquakes and underestimated for high magnitudes. Similar results are obtained in case of the collapsed dwellings and fatalities (victims and injured)

The graphical output of the new SIGE has been completely redesigned, changing from AML (ESRI) to Pyton programming language, producing new figures and maps updated with the last seismological and territorial data and a Geo-database organized also to receive information from the surveys in the epicentral area in order to update the first estimate of the scenario.

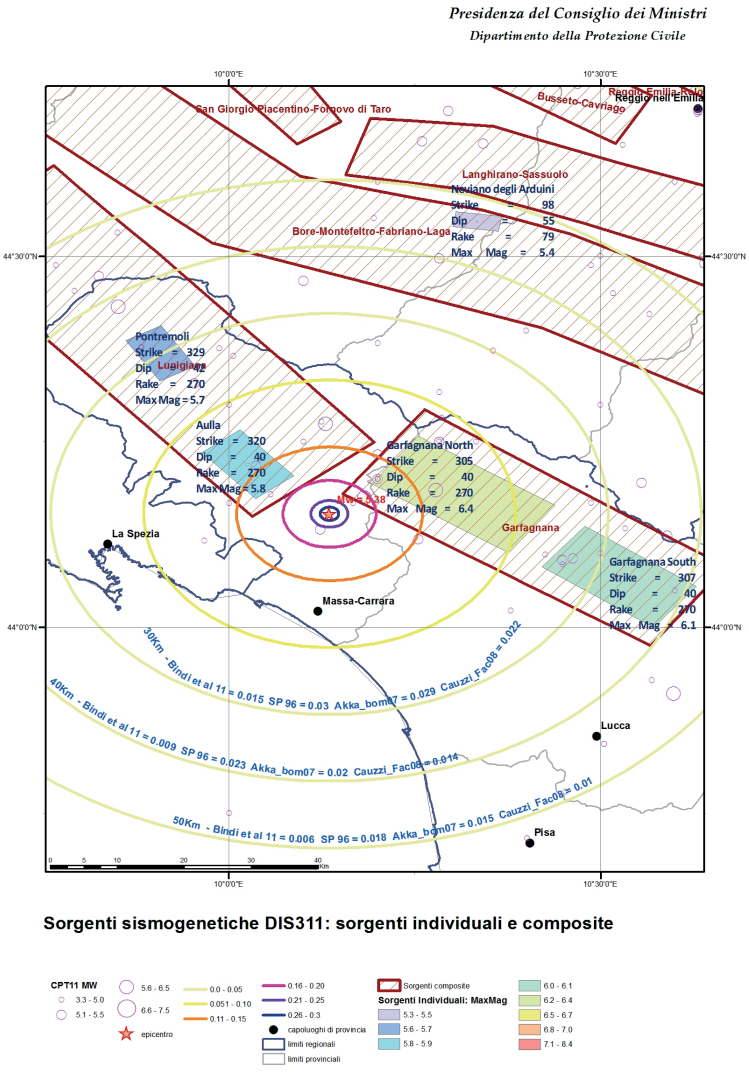


Fig. 2 – Map (ArcMap 10.1) produced by SIGE showing the location of the Lunigiana Mw=5.4 earthquake of June 2013 together with the individual and composite seimogenic sources DISS 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) the epicenters of the historical earthquakes [catalogue CPT11: Rovida *et al.* (2011)] and the PGA contour lines corresponding to the different GMPEs selected.

In particular the final SIGE report has been updated both in the numerical and cartographycal part, generating, for each event located on the Italian territory, a set of 24 figures and maps showing:

- event location;
- attenuation in terms of macroseimic intensity (Gomez Capera 2007, Pasolini *et al.*, 2008);
- attenuation in terms of PGA corresponding to different Ground Motion Prediction Equations [GMPEs: Akkar and Bommer (2007), Bindi *et al.* (2011), Cauzzi and Faccioli (2008) and Sabetta and Pugliese (2006)];
- seismic catalogues [CPTI11: Rovida *et al.* (2011)] and seismogenic sources [DISS 3.1.1: Basili *et al.* (2008) and DISS Working Group (2010)];
- seismic hazard and seismic zonation;
- location and characteristics of the Italian strong motion stations (RAN);
- absolute and percentage values of collapsed and unusable dwellings;
- absolute and percentage values of the population involved in collapsed (fatalities) and damaged buildings (homeless);
- number of inhabitants, houses and buildings per each municipality;
- distribution of houses in the vulnerability classes;
- percentage values of houses bu ilt before the seismic zonation of the corresponding municipality;
- territorial vulnerability due to landslides;
- large dams under the governmental jurisdiction;
- risk Industries (legislative decree 334/99);
- location and characteristics the historical and architectural goods.

Fig. 2 shows an example of a map, generated with ESRI ArcMap 10., illustrating: event location, seimogenic sources, historical epicenters, and PGA attenuation.

A new version of SIGE has also been checked in the perspective of the use of real-time data provided by the Italian strong motion network, allowing to overcome the issues connected to attenuation anisotropy and lack of site effects consideration. Two GMPEs (Sabetta and Pugliese, 1996; Cauzzi and Faccioli, 2008) have been tested, and the only version currently available of fragility curves correlating the damage level to PGA and matching the building classification of the ISTAT census at national scale, has been considered (Sabetta *et al.*, 1998). As can be seen in Fig. 3, in case of the Lunigiana earthquake of June 2013, the results obtained with the

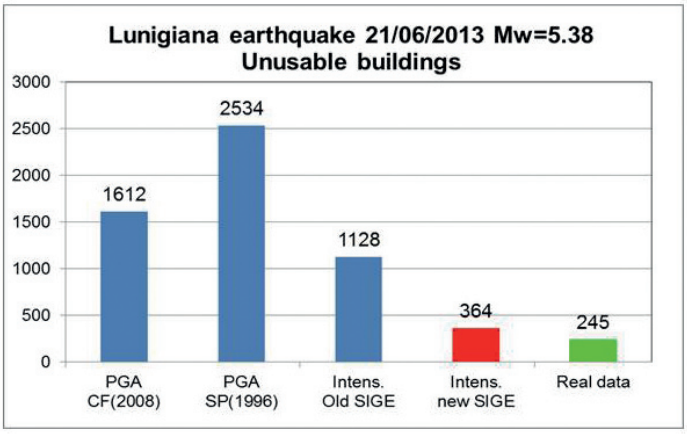


Fig. 3 – Comparison of the results obtained with PGA based simulation scenario, intensity based (old and new version of SIGE, and real data, for the unusable buldings after the Lunigiana earthquake of June 2013. CF refers to the use of the Cauzzi and Faccioli (2008) attenuation relationship, SP to the Sabetta and Pugliese (1996).

above mentioned fragility curves are definitely overestimated respect to the real data and the results obtained with the intensity-based version of SIGE. An attempt of going back to intensity based DPM has also be made using relationships between macroseismic intensity and PGV or Housner intensity (Kaka and Atkinson, 2004; Chiauzzi *et al.,* 2011). In this case the results are quite similar to those obtained with the direct use of the intensity attenuation adopted in the new version of SIGE, suggesting this approach as the best actually available until new fragility curves will be available .

References

Akkar, S., Bommer, J. J. (2007). "Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strong-motion records from Europe and the Middle East." *Bull. Seism. Soc. Am*, 97 (2), 511-530.

Baggio et al. (2009) AeDES Manuale per la compilazione della scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica. Ristampa: Giugno 2009, *Dipartimento della Protezione Civile*.

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/.

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." *Bull Earthquake Eng* 9:1899–1920. DOI 10.1007/s10518-011-9313.

Cauzzi C. and 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.

Chiauzzi L., Masi A., Mucciarelli M., Vona M., Pacor F., Cultrera G., Gallovič F. and Emolo A. (2011) "Building damage scenarios based on exploitation of Housner Intensity derived from finite faults ground motion simulations", *Bulletin of Earthquake Engineering*, DOI 10.1007/s10518-011-9309-8.

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.

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

Gasperini P., Lolli B. and Vannucci G. (2013) "Empirical Calibration of Local Magnitude Data Sets Versus Moment Magnitude in Italy", *Bull., Seism. Soc. Am.*, 103, 2227-2246.

Gómez Capera A.A., Meletti C,. Rebez A. and Stucchi M. (2007) "Mappe di pericolosità sismica in termini di intensità macrosismica utilizzando lo stesso impianto metodologico di MPS04", *Progetto DPC-INGV S1*, http://esse1.mi.ingv.it/d7.html.

Grünthal G. (ed.) (1998) "European Macroseismic Scale 1998 (EMS 1998)", Council of Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie, 15.

ISTAT (2001), Basi territoriali e variabili censuarie, http://www.istat.it/it/archivio/104317.

Kaka, S. and G. Atkinson (2004) "Relationships between Instrumental Ground-Motion Parameters and Modified Mercalli Intensity in Eastern North America", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94,1728-1736.

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.

Pasolini C., Albarello D., Gasperini P., D'Amico V., Lolli P. (2008) "The Attenuation of Seismic Intensity in Italy, Part II: Modeling and Validation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98 no. 2, 692-70, doi: 10.1785/012007002.

Rovida A, Camassi R., Gasperini P. e M. Stucchi (2011). CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI

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.

Sabetta F. and Pugliese A. (1996) "Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions", *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol.86, N° 2, pp. 337-352.

COULD LARGE VERTICAL GROUND MOTIONS OCCUR IN NE ITALY?

M. Santulin[1], A. Tamaro[1], S. Grimaz[2], P. Malisan[2], D. Sandron[1], A. Rebez[1], M. Mucciarelli[1], D. Slejko[1]
[1] OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy
[2] Dipartimento di Chimica Fisica e Ambiente, University of Udine, Italy

Introduction. Recent earthquakes, among which also that of May 20, 2012 in the Ferrara region (northern Italy), highlighted unexpected large vertical ground motions in the near field and specific-related damage, particularly on masonry and precast buildings (Grimaz, 2012). These aspects have caused criticism to the estimates obtained by probabilistic seismic hazard analyses represented by the national seismic hazard maps considered in the building code of various countries [see for a detailed discussion Slejko (2012)], where the main focus is on the horizontal component of seismic ground motion. In the Ferrara area, instead, the most severe damage suffered by the industrial buildings was caused by a vertical peak ground acceleration (PGA) around 1 g, not expected in that area according to the present Italian seismic code. More examples can be found worldwide, see, e.g. Papazoglou and Elnashai (1996), Yang and Sato (2000), Elgamal and He (2004), and Aghabarati and Tehranizadeh (2009). The majority of the building codes, in fact, consider simply an empirical scaling factor between horizontal and vertical accelerations [equal to 0.9 in the case of the Eurocode 8 (CEN, 2004) or 0.7 according to the building code of New Zealand (Standards New Zealand, 2004)]. The influence of local geology is considered in general limited for vertical acceleration (Ambraseys and Simpson, 1996), although moderate effects are observed for stiff sites at shorter periods (<0.25 s) and soft sites at longer periods (>0.7 s). Perhaps for the above reasons or, more probably, because the vertical shaking has been considered of secondary importance in engineering seismology, seismic hazard maps in terms of vertical quantities [PGA and spectral accelerations (SA)] are still not very popular, although vertical ground motion prediction equations (GMPEs) are available in the literature (e.g., Ambraseys and Simpson, 1996; Akkar and Bommer, 2010).

It is worth noting, anyway, that recordings of vertical accelerations larger than 1 g are very rare, only 8 so far (see Tab. 1). This is mainly due to the scarce availability of recorders located in the near field (d<15-20 km). In addition, there are some pieces of evidence testifying of boulders upthrown by earthquakes (see again Tab. 1) that support the occurrence of vertical accelerations exceeding 1 g also in the case of historical earthquakes.

Tab. 1 - Earthquakes with a vertical acceleration (recorded or estimated from field evidence) larger than 1 g in the near field [data from CESMD (strongmotioncenter.org/), Bouchon *et al*. (2000), and Makam *et al*. (2013)]. The cases observed in the field are marked with ">1.0".

Year	Earthquake	Magnitude	Dist	H-PGA (g)	V-PGA (g)
1897	Assam	8.1			>1.0
1976	Gazli, U.S.S.R.	6.9	?	0.72	1.36
1979	Imperial Valley, U.S.A.	6.6	4	0.44	1.64
1984	West Hagano, Japan	6.9			>1.0
1985	Nahanni, Canada	6.9	?	1.34	2.37
1990	Philippine	7.8			>1.0
1994	Northridge, U.S.A.	6.7	29	0.94	1.56
1997	Umbrie-Marche, Italy	6.0			>1.0
2003	Miyagi-Oki	7.0	81	0.74	1.30
2008	East Honshu, Japan	6.9	8	1.46	3.94
2011	Christchurch	6.2	8	1.41	2.21
2011	Tohoku, Japan	9.0	131	2.75	1.92

This paucity of data recorded in near-field conditions dramatically affects the validity of almost all GMPEs, both for the vertical and horizontal components. Conversely, the recent Ferrara earthquake, together with its aftershocks, has provided a huge amount of data in the near field. These data, furthermore, have clearly shown that the vertical PGA can be similar to, or even larger than, the horizontal one. This aspect was already pointed out by the 2011 Christchurch earthquake (Kam and Pampanin, 2011).

The literature review presented in Grimaz and Malisan (2014) confirms that the ratio vertical/horizontal PGA is usually greater than 1.0 within 10-20 km from the epicentre (depending anyway from fault characteristics). Furthermore, Grimaz and Malisan (2014) highlighted as the vertical acceleration in the near field could be one of the epicentral effects capable of provoking serious and specific consequences on structures, being the vertical action simultaneous with the horizontal one. For this reason, they hypothesized the definition of a multilayer hazard map for considering also the specific effects in the near-field area, and among these, particular attention should be paid to the vertical component of seismic motion. In particular, they proposed to assess the near-field effect within an area where they are not negligible (named PEACH – Potential Epicentral-Area Contribution to Hazard). For the Italian territory, as a first glance, the proposal was to consider the individual seismogenic sources reported for example in the DISS project (DISS Working Group, 2010).

In this work, following the above cited idea, recent GMPEs suitable for north-eastern Italy (the most seismic area of northern Italy, see Fig. 1a) have been applied for the computation of a regional seismic hazard map in terms of vertical PGA. Furthermore, the ground motion estimates related to an E-W oriented profile have been compared with those deriving from the direct application of the standards of the Eurocode 8 (CEN, 2004), i.e., scaling at 90% the horizontal estimates. These elaborations have been performed by considering different hypotheses about the applicability of the GMPEs in the very near field (outside their range of calibration) on the basis of a logic tree approach already applied for seismic hazard analysis in NE Italy (Slejko *et al*., 2011).

Methodology. In this work, the probabilistic approach for seismic hazard assessment proposed originally by Cornell (1968) has been applied by using the software Crisis 2012 (Ordaz *et al*., 2012). The Cornell (1968) approach is based on two work hypotheses: 1) the earthquake recurrence intervals are exponentially distributed (Poisson process: made up by independent, non-multiple events, and the process is stationary in time) and 2) the magnitude is exponentially distributed [the Gutenberg - Richter (G-R) relation holds]. In addition, the seismicity is considered uniformly distributed inside the seismogenic zone (SZ). The Cornell (1968) method, then, needs the following input data: the SZ geometry definition, the seismicity models (in terms of average number of earthquakes per magnitude interval, and maximum magnitude), and the GMPE of the parameter chosen to represent the ground motion. The quantification of the uncertainties (McGuire, 1977) is a crucial point in modern probabilistic seismic hazard analysis (PSHA). Two kinds of uncertainties characterise the results in PSHA: the aleatory variability and the epistemic uncertainty (McGuire and Shedlock, 1981; Toro *et al*., 1997). Aleatory variability is the natural randomness in a process. It is considered in PSHA taking into account the standard deviation of the relation describing the process. Epistemic uncertainty is the scientific uncertainty in the model of the process and it is due to limited data and knowledge. It is considered in PSHA using alternative models. The logic tree approach for PSHA (Kulkarni *et al*., 1984; Coppersmith and Youngs, 1986) has been introduced for quantifying the epistemic uncertainties. Each node of the logic tree collects a series of choices, represented by each branch of the logic tree. The final aggregate result is obtained by weighting adequately the individual results coming from the different branches [see more discussion in Rebez and Slejko (2004a)].

The logic tree considered in this work is deliberately very simple and refers to that already used by Slejko *et al*. (2011): one zonation (FRI zonation, see Fig. 1a), one method for the

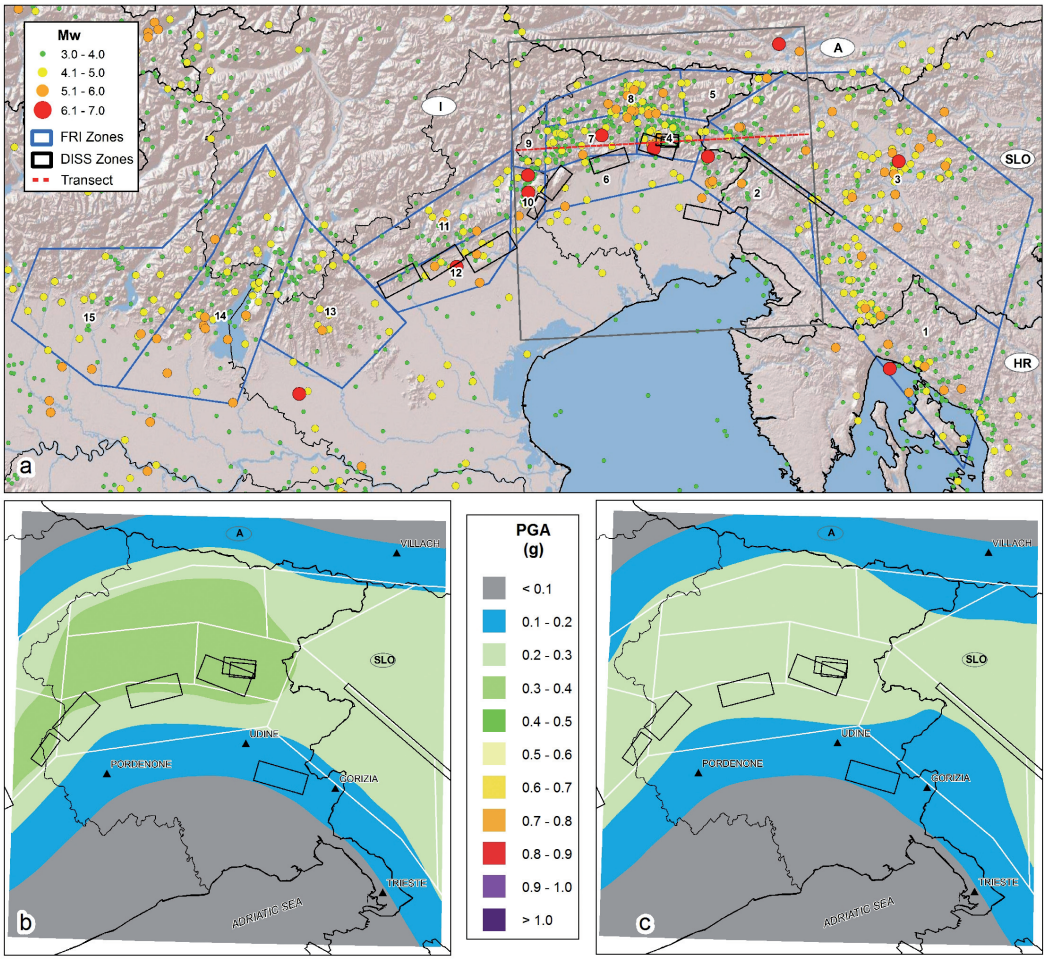


Fig. 1 – Seismicity and seismic hazard for rocky sites in NE Italy: a) epicentres of the earthquakes with a magnitude larger than 3.0 and location of the E-W oriented transect (red line), the square indicates the study area; b) vertical PGA with a 475-year return period considering an extrapolation of the Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE; c) vertical PGA with a 475-year return period considering a saturation effect in the near field for the Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE. The blue polygons in (a) represent the FRI zonation (Slejko *et al*., 2011), the black rectangles show the DISS sources.

seismic rate computation ["higher not highest", see Slejko *et al*. (1998)], one approach for the maximum magnitude determination ["one step beyond", see again Slejko *et al*. (1998)], and three GMPEs (Ambraseys and Simpson, 1996; Cauzzi and Faccioli, 2008; Bindi *et al*., 2011). The Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE is defined for distances larger than 20 km: its application in the near field is, then, questionable. The usual approach followed in PSHA consists either in extrapolating the functional form also outside its distance range of definition or in introducing an asymptotic upper bound for the near field. We have considered both the two options: its simple extrapolation to short distances and a saturation effect in the near field (PGA does not increase for distances less than 20 km).

To identify the near-field effects, the high level seimicity has been associated to linear sources according to the fault parametrization in the Italian fault database DISS (DISS Working Group, 2010) considering the characteristic earthquake model for their activity. This latter model was introduced by Schwartz and Coppersmith (1984) for the seismicity in California and states that each fault can produce events of a specific narrow range of magnitude (+/- 0.5) in agreement

with the geometric dimensions of the possible ruptures along the fault. According to this model, Wells and Coppersmith (1994) developed scaling laws between the fault-rupture dimensions and the related characteristic magnitude. The difficulty of associating earthquakes to faults does not allow the seismologists to ultimately decide if this model is valid worldwide, only for some faults, or nowhere. Entering into details of our work, the characteristic earthquake magnitude (considering an uncertainty of only +/- 0.3) and recurrence interval reported in DISS for the sources in NE Italy have been used (Tab. 2), removing the related range of seismicity from the rates of the FRI zones, that are used, in this case, as a sort of "background zone" as they collect the low to medium seismicity not linked to any specific fault. More precisely, the events in each "background zone", with a magnitude less than the minimum characteristic magnitude of the faults inside that zone, have been fitted according to the G-R model and this seismicity has been treated in the PSHA in a zone-source fashion.

Tab. 2 - The seismogenic sources of the DISS (DISS Working Group, 2010), used in this work, and their main characteristics.

IDSOURCE	SOURCENAME	LENGTH	WIDTH	MIN DEPTH	MAX DEPTH	REC. INT.	LATEST EQ	MAX MAG
ITIS101	Montello	22	11.2	1.0	8.2	513	Unknown	6.5
ITIS102	Bassano-Cornuda	18	9.5	1.0	6.4	1724	25/02/1695	6.6
ITIS108	Maniago	8	5.5	0.5	3.3	1941	10/07/1776	5.9
ITIS109	Sequals	16.5	9.0	1.0	6.8	5000	Unknown	6.5
ITIS112	Tramonti	6	4.5	1.0	3.6	660	07/06/1794	5.8
ITIS113	Monte Grappa	5	3.9	0.5	2.7	400	12/06/1836	5.5
ITIS119	Tarcento	6	4.5	2.0	4.3	793	11/09/1976	5.7
ITIS120	Gemona South	16	9.0	2.0	6.5	1148	06/05/1976	6.5
ITIS121	Montenars	8	5.5	2.0	5.2	1361	15/09/1976	6.0
ITIS122	Gemona East	10	6.4	6.5	10.2	1230	15/09/1976	6.1
ITIS124	Cansiglio	10	6.4	1.5	6.4	1154	18/10/1936	6.1
ITIS125	Polcenigo-Montereale	15	8.5	2.0	7.5	1282	29/06/1873	6.4
ITIS126	Medea	16	9.0	0.5	6.9	3571	Unknown	6.4
ITIS127	Thiene-Bassano	18	9.5	1.0	5.8	1500	Unknown	6.6
SIIS001	Idrija	50	12.6	1.0	13.4	2000	26/03/1511	6.8
SIIS002	Bovec-Krn	13	6.3	3.0	9.2	360	12/04/1998	5.7

Individual seismicity rates have been computed following the "higher not highest" method, developed for the seismic hazard map of the Italian territory developed in the framework of the activities of the Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (Slejko *et al.*, 1998). Then, to be used in Crisis 2012 (Ordaz *et al.*, 2012), the parameters of the G-R relation (Aki, 1965; Utsu, 1965, 1966) have been derived by linear regression analysis. Different methodologies for assessing the *b*-value of the G-R relation are available in literature: in this work the maximum likelihood method has been applied (Aki, 1965; Utsu, 1965) according to the general routine proposed by Weichert (1980) which is suitable also for different completeness periods of the earthquake catalogue.

For the computation of the maximum magnitude (M_{max}), the "one step beyond" approach has been used. It extrapolates the observed seismicity rates by one step (in the present work 0.3 magnitude units) according to the G-R b-value of the SZ when the corresponding return

period exceeds the time length of the earthquake catalogue (1000 years). For some SZs, it may be impossible to define a maximum magnitude according to this method in the case that the maximum magnitude computed for them refers to a return period shorter than 1000 years and the events should be, then, contained in the catalogue.

The hazard estimates refer to the return periods of a 475 and 2475 years, corresponding, respectively, to the 10% and 2% exceedance probabilities in 50 years, standard references in seismic design.

Results. With the characteristic earthquake associated to the DISS sources (DISS Working Group, 2010) and low seismicity uniformly distributed according to the G-R law inside the FRI zones, the first elaboration relates to the applicability of the Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE to the near field (no other GMPEs have been used in this test): 1) extrapolating the functional form also outside its distance range of definition or 2) introducing an asymptotic upper bound for ground motion in the near field. As expected, the simple extrapolation of the functional form (Fig. 1b) produces higher values then the asymptotic upper bound option (Fig. 1c) in whole central Friuli for the return period of 475 years. The obtained difference by applying the extrapolation is of less than 0.1 g higher: as the second solution sounds more reasonable, the Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE truncated in the near field has been used in the following elaborations.

Specific tests on the three GMPEs have pointed out that the Bindi *et al*. (2011) GMPE produces average ground motions between the low ones calculated with the Ambraseys and Simpson (1996) GMPE and the high ones produced by the Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE. The high vertical PGA obtained by the application of the Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE is motivated by the fact that this model does not scale the horizontal shaking to obtain the vertical one for high frequencies and, consequently, it produces remarkably larger vertical motions (i.e., equal to the horizontal ones) than the other GMPEs.

The computation performed with the characteristic earthquake associated to the DISS sources and low seismicity uniformly distributed according to the G-R law inside the FRI zones, and considering all three GMPEs evenly weighted (0.33 each) in the logic tree, has shown that the highest PGA for a return period of 475 years (Fig. 2a) is expected in central Friuli, because of the presence of 3 individual sources. The comparison of this map (Fig. 2a) with that of the horizontal PGA, obtained by the same logic tree simply replacing the vertical parameters of the 3 GMPEs respectively with the horizontal ones, is extremely interesting. This comparison shows that the expected vertical PGA for the 475-year return period (Fig. 2a) is about 0.1 g lower than the horizontal one (Fig. 2b) and this feature is evident in whole central Friuli. The largest horizontal values of Fig. 2b (between 0.3 and 0.4 g) are in excellent agreement also with those of the recent European seismic hazard map computed in the framework of the SHARE project (SHARE, 2014). It is worth noting that, in addition to the individual seismogenic sources, DISS considers also the composite seismogenic sources. In the case of the study region, the latter ones simply encompass the individual sources in almost all cases.

At this point it was interesting to explore the different contribution to hazard given by the introduction of individual seismic sources modelled by a characteristic earthquake seismicity with respect to the wide SZs with a G-R model for seismicity, as it was done in the past for this region (Slejko *et al*., 2011). When comparing the map with fault and zones (Fig. 2a) with that obtained considering only the original FRI zonation (Fig. 2c) the contribution of the fault sources results marginal, simply increasing slightly the area of largest PGA.

To compare our vertical estimates with those obtained according to the Eurocode 8 (CEN, 2004), where the vertical PGA is equal to 90% of the horizontal PGA, we have computed the vertical ground motion along an E-W oriented transect passing through the most dangerous area of the study region (see its location in Fig. 1a). The vertical PGA estimated according to the Eurocode 8 (CEN, 2004) standards results conservative with respect to the different results obtained in the present study and mimics quite well the ground shaking computed by applying only the Cauzzi and Faccioli (2008) GMPE (Fig. 2d).

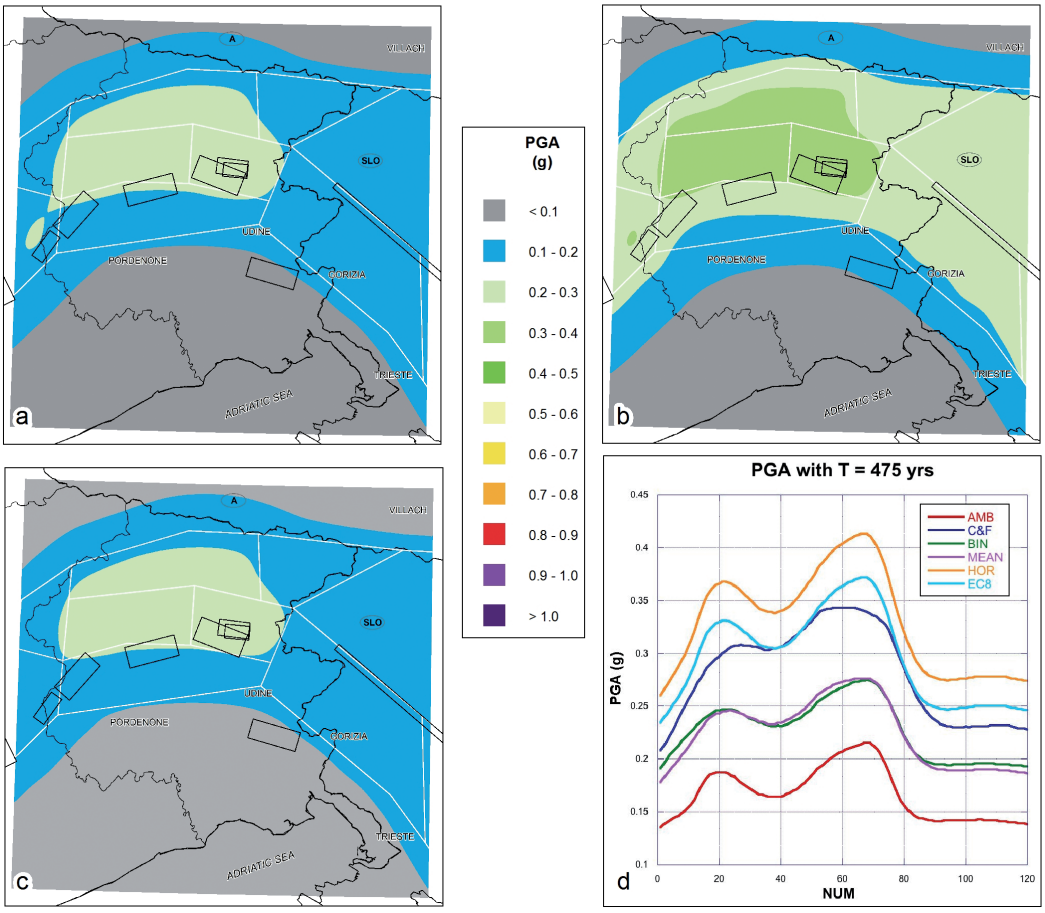


Fig. 2 – PGA with a 475-year return period for rocky sites in NE Italy considering the logic tree described in the text (mean values): a) vertical PGA; b) horizontal PGA; c) vertical PGA based on the sources of the FRI zonation; d) vertical PGA along an E-W oriented transect (see Fig. 1a for its location). The red, blue, green, violet, yellow, and light blue curves refer, respectively, to the Ambraseys and Simpson (1996), Cauzzi and Faccioli (2008), Bindi *et al.* (2011), GEMPs, average value, horizontal estimate, and vertical estimate according to EC8.

As several building codes consider nowadays a more conservative probability level (i.e., 2% in 50 years corresponding to a 2475-year return period), an additional elaboration has faced this aspect. The new seismic hazard map showing the vertical PGA (Fig. 3a) puts in clear evidence the contribution to hazard given by the individual seismic sources as the combined contribution of the Gemona sources (ITIS119 and ITIS122) produce high vertical ground motions, that anyway, remain lower than 0.5 g.

Considering for the whole region a different soil type [soft soil of the Eurocode 8 (CEN, 2004), i.e., $180 \leq v_{s30} \leq 360$ m/s]), a notably higher vertical PGA is obtained and values exceeding 0.7 g cannot be neglected for a large portion of central Friuli (Fig. 3b).

In all the previous maps only the mean value of the results from the logic tree (3 branches) has been considered but an advantage of the use of logic trees is that also the (epistemic) uncertainty related to the average estimate can be quantified. Consequently, in the last elaboration the ground motion has been computed in terms of mean values plus one standard deviation and values exceeding 1 g have been calculated on soft soil for a large part of central Friuli (Fig. 3c).

To compare again our vertical estimates with those of the Eurocode 8 (CEN, 2004), the ground motion along the E-W oriented transect has been computed also considering the

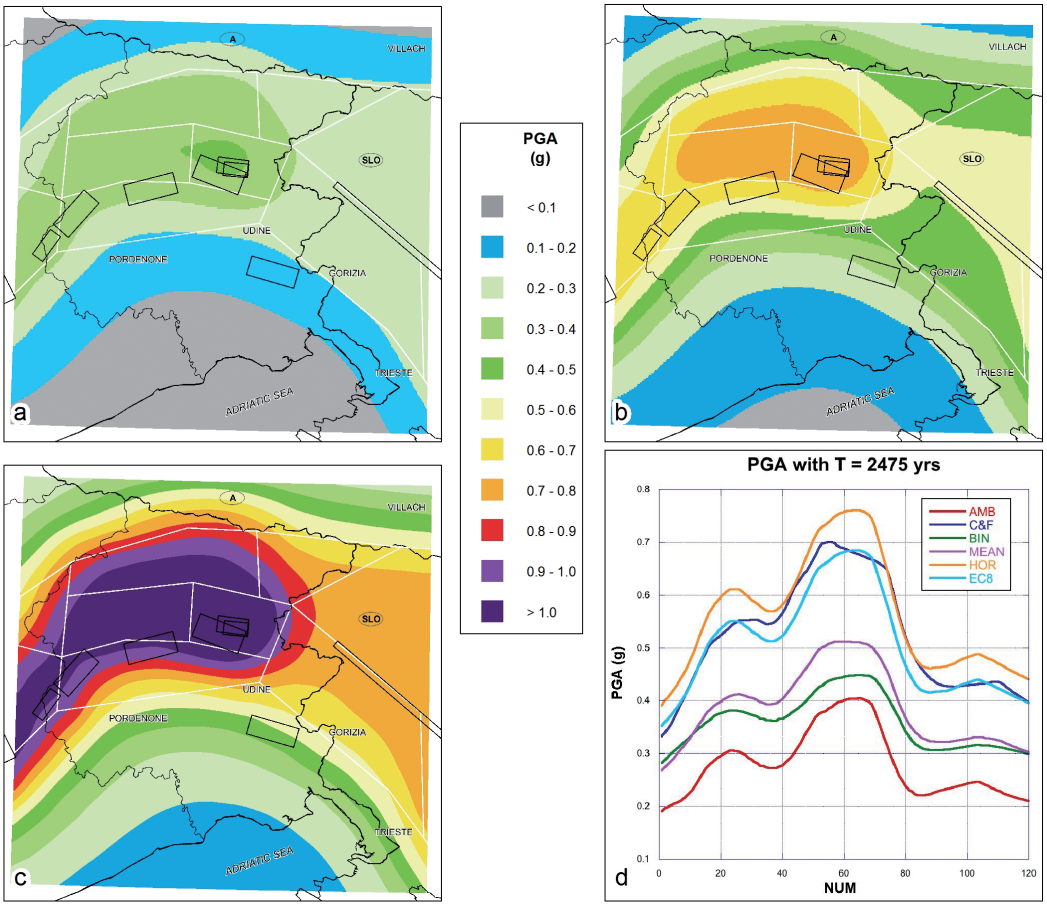


Fig. 3 – PGA with a 2475-year return period for NE Italy considering the logic tree described in the text: a) mean vertical PGA on rocky sites; b) mean vertical PGA on soft soil sites; c) mean values plus one standard deviation vertical PGA on soft soil sites; d) vertical PGA along an E-W oriented transect (see Fig. 1a for its location). The red, blue, green, violet, yellow, and light blue curves refer, respectively, to the Ambraseys and Simpson (1996), Cauzzi and Faccioli (2008), Bindi *et al.* (2011), GEMPs, average value, horizontal estimate, and vertical estimate according to EC8.

estimates referred to the 2475-year return period (Fig. 3d). Again, the vertical PGA estimated according to the Eurocode 8 (CEN, 2004) standards results conservative with respect to the result of the present study. Anyway, the results evidence that the vertical component in the areas nearest to the faults could be meaningful in NE Italy.

Final comments. Summing up all the aspects cited above, it is reasonable to state that it is very difficult to quantify the real uncertainty associated to any result of a PSHA but surely this uncertainty is quite large when the site under investigation is located in the proximity of seismogenic sources. Consequently, large vertical PGAs cannot be neglected also in regions characterized by earthquakes of medium magnitude (less than 7) in unfavourable soil conditions.

Finally, it is worth noting that an effective seismic design in the near field (where an important vertical PGA can be expected) requires the simultaneous evaluation of both horizontal and vertical seismic ground motions, especially for the design of friction-based structures. Therefore, the calculated hazard maps can be considered as a preliminary application aimed at defining an additional layer over the horizontal hazard map identifying the macro PEACH area where the vertical acceleration is quantified so to be considered for seismic design purposes.

Acknowledgements. Many thanks are due to Daniela Di Bucci, Civil Protection Department, for her very detailed review that has strongly improved this paper.

References

Aghabarati H. and Tehranizadeh M.; 2009. *Prediction of vertical peak ground acceleration and vertical acceleration response spectra from shallow crustal earthquakes*. J. Applied Sci., **9**, 1153-1158.

Aki K.; 1965: *Maximum likelihood estimate of b in the formula logN=a-bM and its confidence limits*. Bull. Earthquake Res. Inst., **43**, 237-239.

Akkar S. and Bommer J.J.; 2010: *Empirical equations for the prediction of pga, pgv, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region, and the Middle East*. Seismol. Res. Lett., **81**, 195-206, doi: 10.1785/gssrl.81.2.195.

Ambraseys N.N. and Simpson K.A.; 1996: *Prediction of vertical response spectra in Europe*. Earthquake Eng. Struct. Dyn., **25**, 401-412.

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. Earthquake Eng., **9**, 1899–1920.

Bouchon M., Gaffet S., Cornou C., Dietrich M., Glot J.P., Courboulex F., Caserta A., Cultrera G., Marra F. and Guiguet R.; 2000: *Observations of vertical ground accelerations exceeding gravity during the 1997 Umbria-Marche (central Italy) earthquakes*. Journal of Seismology, **4**, 517–523.

Cauzzi C. and 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

CEN (Comité Européen de Normalisation); 2004: *Eurocode 8: design of structures for earthquake resistance*. *Part 1: general rules, seismic actions and rules for buildings*. EN 1998, CEN, Brussels, 230 pp.

Coppersmith K.J. and Youngs R.R.; 1986: *Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments within intraplate environments*. In: Proceedings of the Third U.S. National Conference on Earthquake Engineering, August 24-28, 1986, Charleston, SC, Earthquake Engineering Research Institute, El Cerrito CA U.S.A., vol. 1, pp. 301-312.

Cornell, C.A.; 1968: *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1583-1606.

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*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma.

Elgamal A. and He L.; 2004: *Vertical earthquake ground motion records: on overview.* Journal of Earthquake Engineering, **8**, 663-697.

Grimaz S.; 2012: *Fenomeni near-field come effetti di sito? Un'ipotesi di lavoro che trova riscontri anche nelle osservazioni sul campo in occasione dei recenti terremoti distruttivi italiani*. In: Atti del 31° Convegno Nazionale Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Potenza, 20-22 November 2012.

Grimaz S. and Malisan P.; 2014: *Near field domain effects and their consideration in the international and Italian seismic codes*. Boll. Geof. Teor. Appl., in print.

Kam W.Y. and Pampanin S.; 2011: *General building performance in the Christchurch CBD: a contextual report*. University of Canterbury, 62 pp.

Kulkarni R.B., Youngs R.R. and Coppersmith K.J.; 1984: *Assessment of confidence intervals for results of seismic hazard analysis*. In: Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering, July 21-28, 1984, San Francisco CA U.S.A., Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs NJ U.S.A., vol. 1, pp. 263-270.

Makan K.D., Chen Y., Larkin T. and Chouw N.; 2014: *The influence of vertical seismic ground motion on structures with uplift*. In: 2013 NZSEE Conference, New Zealand Society for Earthquake Engineering Inc.

McGuire R.K.; 1977: *Seismic design spectra and mapping procedures using hazard analysis based directly on oscillator response*. Earthq. Engin. Struct. Dyn., **5**, 211-234.

McGuire R.K. and Shedlock K.M.; 1981: *Statistical uncertainties in seismic hazard evaluations in the United States*. Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 1287-1308.

Ordaz M., Aguilar A. and Arboleda J.; 2012: *CRISIS 2012, Ver. 4.2*. Program for computing seismic hazard, UNAM, México City.

Papazoglou A. J. and Elnashai A. S. 1996: *Analytical and field evidence of the damaging effect of vertical earthquake ground motion*. Journal of Earthquake Engineering & Structural Dynamics, **25,** 1109–1137.

Rebez A. and Slejko D.; 2004a: *Introducing epistemic uncertainties into seismic hazard assessment for the broader Vittorio Veneto area (N.E. Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **45**, 305-320.

Sabetta F. and Pugliese A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of nonstationarity earthquake ground motion*. Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 337-352.

Schwartz D.P. and Coppersmith K.J.; 1984: *Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from Wasatch and San ndreas faults*. J. Geophys. Res., **89**, 5681–5698.

Slejko D.; 2012: *Seismic hazard maps and recorded ground motions*. In: Politecnico di Milano, Giornata in onore e in memoria del Professor Giuseppe Grandori, Politecnico di Milano, pp. 441-447.

Slejko D., Peruzza L. and Rebez A.; 1998: *Seismic hazard maps of Italy*. Annali di Geofisica, **41**, 183-214.
Slejko D, Carulli G.B., Riuscetti M., Cucchi F., Grimaz S., Rebez A., Accaino F., 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.
Standards New Zealand; 2004: *Structural design actions. Part 5: Earthquake actions in New Zealand*. Standards New Zealand, Wellington.
Toro G.R., Abrahamson N.A. and Schneider J.F.; 1997: *Model of strong motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties*. Seism. Res. Lett., **68**, 41-57.
Utsu T.; 1965: *A method for determining the value of b in the formula logN=a-bM showing the magnitude-frequency relation for earthquakes*. Geophys. Bull. Hokkaido Univ., **13**, 99-103.
Utsu T.; 1966: *A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups*. J. Phys. Earth, **14**, 37-40.
Weichert D.H.; 1980: *Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes*. Bull. Seismol. Soc. Am., **70**, 1337-1346.
Wells D.L. and Coppersmith K.J.; 1994: *New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 974-1002.
Yang J. and Sato T.; 2000: *Interpretation of seismic vertical amplification observed at an array site*. Bull. Seism. Soc. Am., **90**, 275-285.

REVISION OF SEISMIC HAZARD IN EMILIA-ROMAGNA BASED ON A NEW SEISMOGENIC ZONATION OF THE NORTHERN APENNINES

M. Santulin[1], A. Tamaro[1], A. Rebez[1], L. Martelli[2], F. Sani[3], M. Bonini[4], G. Corti[4], D. Sandron[1], D. Slejko[1]
[1] OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy
[2] Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Bologna, Italy
[3] Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze, Italy
[4] Istituto di Geoscienze e Georisorse, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Firenze, Italy

Introduction. Recent events in the Emilia-Romagna region highlighted unexpected large ground motions and this aspect caused criticism to the estimates obtained by probabilistic seismic hazard analyses represented by the national seismic hazard maps MPS04 (Stucchi *et al*., 2011). For this reason, some regional seismotectonic studies are in progress for this area, and a preliminary version of a new regional seismogenic zonation (see Fig. 1a) has been proposed (Martelli *et al*., 2014). This new zonation is, in the studied area, intentionally more detailed if compared to the national one (Meletti *et al*., 2008) that has been conceived to cover the entire Italian territory. The introduction of two SW-NE transfer zones cutting the NW-SE trend of the Apennine zones of the national zonation represents the major novelty for the Emilia-Romagna region. The boxes of Fig. 1a represent the superficial projection of rock volumes characterized by homogeneous deformation inside (in terms of failure mechanisms and geometry of faults: depth range, strike and dip). In the present work, a probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) has been conducted aiming at comparing the seismic hazard estimates based on the new zonation [obtained according to Cornell (1968) in the software formulation of Crisis 2012 (Ordaz *et al*., 2012)] with the national ones. In agreement with the Italian zonation, also the new seismogenic zones (SZs) have been initially considered in 2D. Successively, a 3D geometry has been defined for the new zones by introducing some seismogenic planes, i.e., 3D surfaces with a geometry in agreement with the tectonic style dominating in the SZ. The new hazard estimates, although very preliminary, show interesting differences with respect to the national ones and point out the influence of a 3D geometry joint with a proper attenuation model in the expected ground motions on the surface.

Summary of the new seismogenic zonation for the northern Apennines. Since the publication the Italian seismogenic zonation ZS9 of Meletti and Valensise (2004) (see also

Meletti *et al*., 2008), reference document for seismic hazard analyses, various studies and new data have been published (e.g., Boccaletti *et al*., 2004, 2005, 2011; Basili *et al*., 2008; Sani *et al*., 2009; Fantoni and Franciosi, 2010; Locati *et al*., 2011; Martelli, 2011; Mantovani *et al*., 2011, 2013; Rogledi, 2013; Vannoli *et al*., 2014), also as a result of specific investigations on significant seismic sequences that affected central and northern Italy and relocation of historical earthquakes. These new data and studies highlight the possibility of a better definition of potentially SZs in the northern Apennines and the central Po Plain.

In the context of an agreement between OGS, Emilia-Romagna Region and ReLUIS (DGR, 2014), aimed at updating the seismic hazard and risk maps of Emilia-Romagna at a regional scale, a review of the seismotectonic knowledge, still in progress, has been carried out. This review led to the proposal, still in a preliminary state, of an alternative seismogenic zonation of the northern Apennines and surrounding areas (see Martelli *et al*., 2014).

The new SZs have been defined taking into account the available information on:

- epicentral distribution of earthquakes from macroseismic and instrumental data, in particular those with $M>3$ [from the catalogues CPTI11 (Rovida *et al*., 2011), ISIDe (ISIDe Working Group, 2011) and other data of the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV)];
- observed and/or estimated maximum magnitude;
- focal mechanisms [from European-Mediterranean RCMT catalogue by Pondrelli *et al*. (2011)];
- hypocentral depth;
- geometry, type and kinematics of potentially active or recent (Quaternary) structures, identified on the basis of morphological and structural data and integrated with the sources from the database of the Italian seismogenic sources DISS 3.3 (Basili *et al*., 2008) and the available literature.

In defining the geographical boundaries, particular attention has been paid to the seismotectonic conditions and seismic history, in order to avoid excessive extrapolation of local characteristics that could lead to a "mediation" of the hazard inside, with underestimation of the hazard of more active structures and overestimation of the less active ones. In summary, the areas differ mainly for geometry and type of the observed structures, hypothesized focal mechanisms, depth of hypocentres, number and magnitude of the observed events.

Within each area, the seismotectonic conditions are considered homogeneous. For each zone it was proposed a failure mechanism defined by:

- geometry of the failure plane (strike and dip),
- fault kinematics (normal, reverse, strike-slip, or mixed),
- hypothesized hypocentral depth (range),
- maximum expected magnitude, which coincides with the maximum magnitude estimated from historical data.

When the difference between the new SZs and those of the ZS9 zonation has resulted minimal, in terms of geographical boundaries and internal seismotectonic characteristics, we have adopted the same boundaries and definitions of the ZS9 zones.

For some zones, more failure mechanisms are considered possible; in such cases, various estimates on the percentage of occurrence have been assigned (when the information has allowed it).

The main novelties of the proposed zonation are:

- a division of some very large ZS9 zones (e.g., 912, 915, 916, 921), which, in the opinion of the authors, include seismogenic structures with different geometry and failure mechanisms;
- the introduction of new SZs including areas until now not considered seismogenic, such as some sectors of the central Po Plain and the Tyrrhenian coast;
- the introduction of transversal SZs motivated by the presence of Quaternary structures

oriented approximately NE-SW, with strike-slip component, which deform structures oriented NW-SE.

Tab. 1 shows a summary of the characteristics of the new SZs.

Tab. 1 - Main characteristics of the new zonation [for a complete description, see Martelli *et al*. (2014)]. M_{max} is the maximum observed magnitude.

New zones	Geometry	Fault mechanism	Depth (km)	Mmax
Emilia Folds	S-SSW/45	Thrust	5-30	5.5
Taro-Enza	NE-SW	Strike-slip	5-30	5.5
Ferrara Folds	S-SSW/45	Thrust	5-15	6.1
Nonantola-Budrio	S-SSW/15°-30°	Thrust	15-35	5.5
Emilia Apennines-Po Plain Margin	S/45°-60°	Thrust	10-30	6
Emilia Apennines	N/75°	Normal	5-10	5.5
Reno-Setta	NNE-SSW	Strike-slip	5-15	5.5
Romagna Apennines-Po Plain Margin	S/30°-45°	Thrust	5-35	6.1
Romagna Apennines	NE/70°	Normal	3-10	6
Savio-Marecchia	NNE-SSW	Strike-slip	5-15	6
Garfagnana	NE/60-70(60%) SW/60-70(40%)	Normal Normal	5-15	6.5
Pistoia-Cerbaie	NE-SW	Strike-slip	5-15	5.6
Mugello	SSW/60-70(60%) NNE/60-70(40%)	Normal Normal	5-15 5-15	6.3
Firenze-Volterra	SW/60-70	Normal	5-15	5.4
Tuscan Northern Coast	SW/60-70 WSW/60-70	Normal	5-15	5.9
Tuscany-Lazio Coast	NE-SW	Normal	5-15?	5.1
Casentino-Upper Arno Valley -Siena	NE-SW	Strike-slip	5-15	5.8
Amiata-Bolsena	WSW/60-70	Normal	5-15	5.7
Trasimeno	WSW/60-70	Normal	5-15	5.0
Umbria	SW/45-65(60%) ENE/45-65(40%)	Normal Normal	5-15	6.7
Marche	SW/60-70	Normal	5-15	6.4
923mod	SW/50-70	Normal	5-15	7.1

Some preliminary elaborations. The first application developed in the present study refers simply to the use of the elements of the new seismogenic zonation as superficial plain sources, in agreement with the Italian seismic hazard map MPS04 (Gruppo di Lavoro, 2004; Stucchi *et al*., 2011), both without (Fig. 1b) and with (Fig. 1c) considering the specific tectonic style of the different SZs. For this and the following analyses, an earthquake catalogue has been assembled using the data contained in the catalogues CPTI11 (Rovida *et al*., 2011), CSI (Castello *et al*., 2006), and ISIDe (ISIDe Working Group, 2011); the dependent events have been eliminated by the space and time declustering algorithm of Gardner and Knopoff (1974). The seismicity

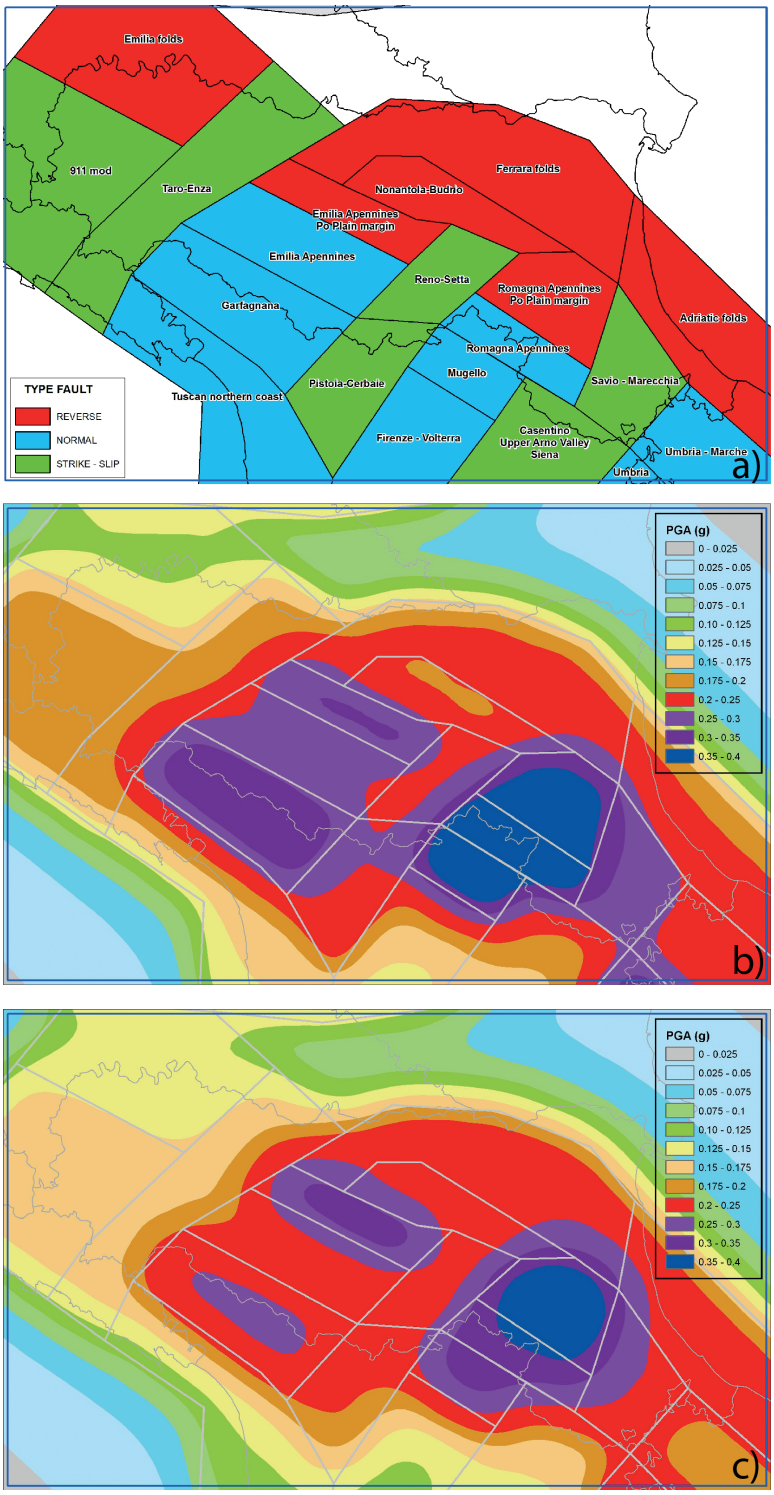


Fig. 1 – New seismogenic zonation for the northern Apennines and preliminary PSHA in terms of PGA with a 475-year return period: a) SZs; b) seismic hazard computed considering plain surfaces and a non-differentiated C&F GMPE; c) seismic hazard computed considering plain surfaces and differentiated C&F GMPEs.

has been modelled according to the Gutenberg – Richter (G-R) distribution and the maximum magnitude for each seismogenic source has been calculated by the Kijko and Graham (1998) statistical algorithm. The ground motion prediction equation (GMPE) by Cauzzi and Faccioli (2008) (C&F, hereafter) has been selected for modelling the attenuation because it is claimed to be robust and it is defined for application in different tectonic environments. Figs. 1b and 1c show the expected ground motion, in terms of horizontal peak ground acceleration (PGA) obtained for a 475-year return period. It can be seen that the use of a GMPE that considers the specific tectonic style of each SZ produces some differences in the expected ground motions with a general decrease of PGA. More precisely, the maximum values are more concentrated and refer only to the SZ Romagna Apennines-Po Plain Margin.

To introduce, in a very preliminary way, the correct 3D geometry suggested by the tectonic setting within the proposed zones, the SZs are no more considered as plain surfaces but as inclined planes (seismogenic planes, SPs hereafter) which occupy the whole area of the boxes of Fig. 1a. It is clear that this geometry is extremely rough because it simplifies in a single inclined element the totality of faults present in the boxes (see Tab. 1). Moreover, assuming for the SPs the dominant dip in each SZs and extending the SPs to the whole SZ, some unrealistic depths are reached. It must be clarified that this is only a preliminary test to evaluate the influence of inclined rather than subhorizontal planes as sources in PSHA. The obtained expected ground motion is further modified with respect to the previous maps (Figs. 1b and 1c) and should, in principle, better depict the shaking in the proximity of the reference fault trace on the surface. The C&F GMPE with unclassified tectonic style has been applied in the first elaboration (Fig. 2a) and it can be seen that the computed shaking is notably lower than that calculated with superficial planes (Fig. 1b) and the maximum PGA is concentrated in the SZ Romagna Apennines. The dominant tectonic style of the different SPs has been considered in the following elaboration by applying differentiated C&F GMPEs, simulating, then, the complete geometrical and kinematic behaviour of the SZs. A further decrease of PGA has been obtained (Fig. 2b) with respect to the previous map with inclined SPs not differentiated for the tectonic style especially in the normal SPs (Fig. 2a). The comparison with the map calculated with plain sources of differentiated tectonic style (Fig. 1c) put in evidence the very different role played by the sources. It must pointed out, anyway, that the transcurrent SPs have been modelled as vertical planes of very limited width (3 km).

A comparison with the values of the seismic hazard map based on the ZS9 zonation, that is presently at the basis of the official estimates for Italy (Working Group MPS04, 2004; Stucchi *et al*., 2011), is possible only in terms of plain sources with differentiated fault kinematics (Fig. 1c). Actually, the seismic hazard map considered here is a modification of the official one because the recent C&F GMPE has been applied (Fig. 2c) in substitution of the original suite of GMPEs (see Working Group MPS04, 2004; Stucchi *et al*., 2011). The expected ground motion computed with the new seismogenic zonation (Martelli *et al*., 2014) is much more articulated than that of the Italian map because the new zonation is much more detailed than that used for the Italian seismic hazard map, and the new SZs are narrower, thus concentrating, sometimes, the shaking. In particular, the largest PGA is now higher and concentrated in the SZ Romagna Apennines-Po Plain Margin, and two additional areas of large PGA appear in the SZs Emilia Apennines-Po Plain Margin e Garfagnana. These pieces of evidence are not supported, conversely, by the map computed with inclined SPs with differentiated GMPEs (Fig. 2c).

Seismic hazard with dipping planes. The previous simplification of the tectonic setting with a single SP is overtly not satisfactory, because each SZ is characterized by the presence of at least one system of faults, sometimes with different vergence, and a simple dipping plane, often extrapolated to an unrealistic depth for maintaining the proposed dip angle (see Tab. 1), does not reproduce the actual tectonic framework. As a full geometric description has been given for the different SZs, a more sophisticated approach consists in defining inside each SZ more dipping planes adequately located, that can better represent the tectonic scenario (Tab. 1).

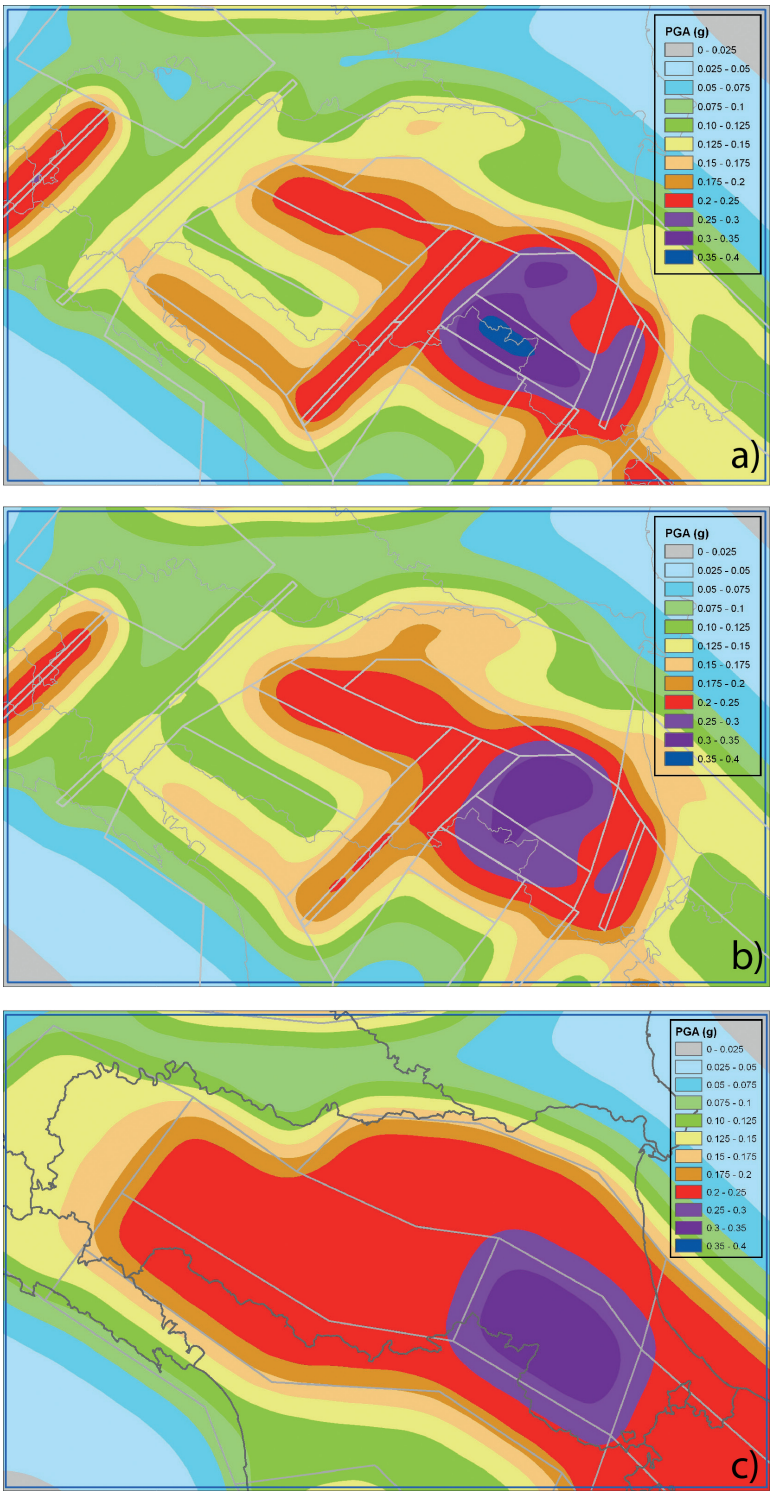


Fig. 2 – PSHA in terms of PGA with a 475-year return period: a) computed considering SPs (dipping surfaces) and a non-differentiated C&F GMPE; b) computed considering SPs and differentiated C&F GMPEs; c) computed considering the SZs (Meletti *et al.*, 2008) of the MPS04 map and a non-differentiated C&F GMPE.

We are aware that also the model obtained in this way, which introduces one or maximum two SPs inside each SZ, is a simplification of a much more complicated reality, but it can be seen as the first step towards a fault characterization of the study region.

It has to be noted that the superficial projection of these modelled SPs covers again the whole width of the SZ. The geological characterization of each SZ (Tab. 1) suggests also the percentage of activity pertinent to each SP (when more than one are present in the same SZ). Consequently, the G-R distribution of seismicity has been partitioned accordingly.

The final seismic hazard map here presented (Fig. 3a) takes into account all the tectonic features pinpointed by the new seismogenic zonation (Martelli *et al*., 2014): each SP is defined by a 3D geometry and has defined a tectonic style which is taken into account by associating the suitable C&F GMPE. Fig. 3a clearly emphasises the deep geometry and the tectonic style of the SPs; the highest expected ground motion (between 0.2 and 0.3 g) remains located in the SZ Romagna Apennines-Po Plain Margin, Romagna Apennines and Mugello, similarly to the elaboration with simplified SPs (Fig. 2b). With respect to that previous elaboration, the SZ 911mod looses importance while the SZ Garfagnana is characterized by a higher PGA. It is worth noting that all these details cannot be seen in the map of Fig. 2c, because of the larger size of the SZs considered. A comparison could be attempted with the new European seismic hazard map developed in the framework of the SHARE project and recently released (SHARE, 2014). The SHARE map was computed on the basis of a sophisticated logic tree which considered 3 different models for the seismogenic sources. The resulting map, reproduced in Fig. 3b, shows a wide area with expected PGA between 0.2 and 0.3 g covering the large part of the Emilia – Romagna region. The difference between the two maps is displayed in Fig. 3c.

Final comments. The application to the seismic hazard estimates of the new seismogenic zonation proposed for the northern Apennines represents an interesting effort towards a new definition of the seismogenic sources, more detailed than the usual plain surfaces but more general than the individual faults. This new types of sources, here defined as SPs, overcome the dilemma about the applicability of a characteristic earthquake model for the Italian tectonic context because the G-R seismicity model is surely more suitable for sources collecting several faults inside. The final elaboration here presented is very preliminary and more science must be considered before considering it really an alternative map to the consolidated MPS04 one, but it represent an alternative way to consider the seismogenic sources in PSHA.

Acknowledgements. Many thanks are due to Daniela Di Bucci, Civil Protection Department, for her very detailed review that has strongly improved this paper.

References

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**, 20–43.

Boccaletti M. and Martelli L. (a cura di); 2004: *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000 e note illustrative*. Selca, Firenze.

Boccaletti M., Calamita F. and Viandante M.G.; 2005: *La Neo-Catena litosferica appenninica nata a partire dal Pliocene inferiore come espressione della convergenza Africa-Europa*. Boll. Soc. Geol. It., **124**, 87-105.

Boccaletti M., Corti G. and Martelli L.; 2011: *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.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. and Amato A.; 2006: *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002*, versione 1.1. INGV-CNT, Roma, <http://csi.rm.ingv.it>.

Cauzzi C. and Faccioli E.; 2008: *Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records*. J. Seismol., **12**, 453-475.

Cornell C.A.; 1968: *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1583-1606.

DGR; 2014: *Approvazione di accordo di collaborazione istituzionale con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale e con il consorzio interuniversitario ReLUIS per la realizzazione di studi finalizzati all'aggiornamento delle mappe di pericolosità e vulnerabilità sismica del territorio regionale*. Deliberazione di Giunta della Regione Emilia-Romagna n. 175 del 17 febbraio 2014.

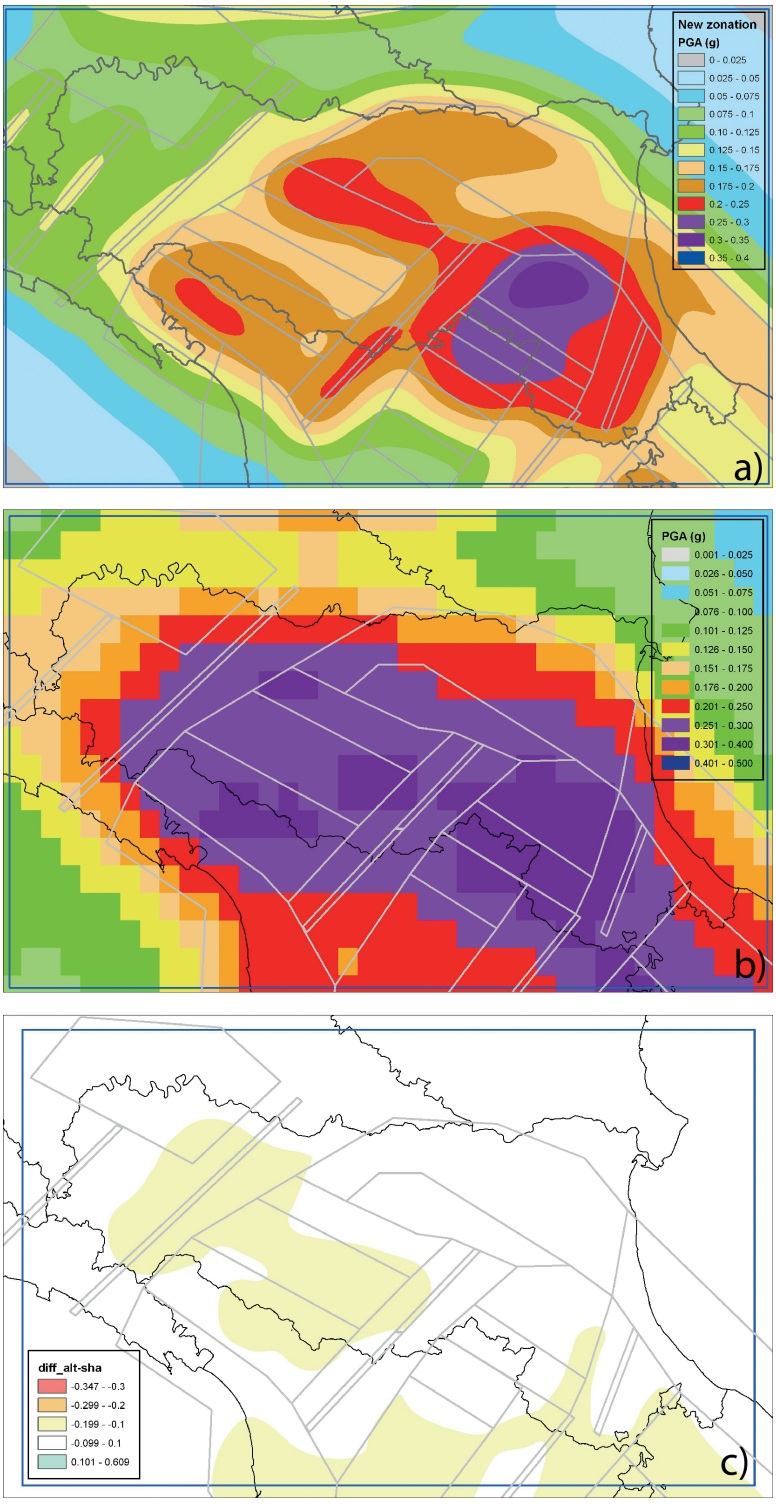


Fig. 3 – PSHA in terms of PGA with a 475-year return period: a) seismic hazard computed considering articulated SPs (dipping surfaces) and differentiated C&F GMPEs; b) seismic hazard computed by the SHARE project; c) difference between the PGA of the present study and that of SHARE.

Fantoni R. and Franciosi R.; 2010: *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **21** (Suppl. 1), S197–S209, doi:10.1007/s12210-010-0102-4.

Gardner J.K. and Knopoff L.; 1974: *Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian?* Boll. Seism. Soc. Am., **64**, 1363-1367.

Gruppo di Lavoro; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma, 65 pp. + 5 App.

ISIDe Working Group; 2011: *Italian Seismological Instrumental and parametric database*. <http://iside.rm.ingv.it>.

Kijko A. and Graham G.; 1998: *Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I: estimation of maximum regional magnitude mmax*. Pure Appl. Geophys., **152**, 413-442.

Locati M., Camassi R. e Stucchi M. (a cura di) (2011): *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11. doi: 10.6092/INGV.IT-DBMI11.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V. e Fabbroni P.; 2011: *Sismotettonica dell'Appennino Settentrionale. Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana*. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, 88 pp.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., Martelli L., Baldi P. e Bacchetti M.; 2013: *Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e Val Padana*. Regione Emilia-Romagna-SGSS, Regione Toscana, Università di Siena-DSFTA. Centro stampa Regione Emilia-Romagna, 170 pp., <ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/divulgazione/pubblicazioni/ sismica/Assetto-tettonico-potenzialita-sismogenetica>.

Martelli L.; 2011: *Quadro sismotettonico dell'Appennino emiliano-romagnolo e della Pianura Padana centrale*. In: Atti del 30° convegno nazionale GNGTS, Trieste 14-17 novembre 2011, pp. 152-156.

Martelli L., Sani F., Bonini M. e Corti G.; 2014: *Proposta preliminare per una nuova zonazione sismogenetica dell'Appennino settentrionale e aree limitrofe*. In: Atti del 33° convegno nazionale GNGTS, Bologna 25-27 novembre 2014, sessione 2.1, questo volume.

Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucci G. and Boschi E.; 2008: *A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory*. Tectonophysics, **450**, 85–108.

Meletti C. e Valensise G. (a cura di); 2004: *Zonazione sismogenetica ZS9*. In: Gruppo di Lavoro, Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003, Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma, App. 2, 38 pp.

Ordaz M., Aguilar A. and Arboleda J.; 2012: *CRISIS2012, Ver. 4.2*. Program for computing seismic hazard, UNAM, México.

Pondrelli S., Salimbeni S., Morelli A., Ekström G., Postpischl L., Vannucci G. and Boschi E.; 2011: *European-Mediterranean Regional Centroid Moment Tensor Catalog: solutions for 2005-2008*. Phys. Earth Planet. Int., **185**, doi: 10.1016/j.pepi.2011.01.007.

Rogledi S.; 2013: *Structural setting of the Central Po Plain*. Ingegneria Sismica, n. 1-2, gennaio-giugno 2013, 126-139.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P., and Stucchi M. (eds.); 2011: *CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Milano, Bologna.

Sani F., Bonini M., Piccardi L., Vannucci G., Delle Donne D., Benvenuti M., Moratti G., Corti G., Montanari D., Sedda L. and Tanini C.; 2009: *Late Pliocene–Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics*. In: Tondi E., Chiaraluce L. and Roberts G. (eds), Ten years after the Umbria-Marche Earthquake, Central Italy, Tectonophysics, **476**, 336-356, doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.012.

SHARE; 2014: <share-eu.org>.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. and Boschi E.; 2011: *Seismic hazard assessment (2003–2009) for the Italian building code*. Bull. Seism. Soc. Am., **101**, 1885–1911, doi: 10.1785/0120100130.

Vannoli, P., Burrato,P. and Valensise G.; 2014: *The seismotectonics of the Po Plain (northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain*. Pure Appl. Geophys., doi: 10.1007/s00024-014-0873-0.

ELECTRICAL OSCILLATIONS RECORDED BY CIEN STATIONS AT TIME OF TWO SEISMIC SWARMS IN THE UMBRIA REGION, CENTRAL ITALY, IN 2013-2014

P.M. Siciliani[1], C. Fidani[1,2], D. Marcelli[2], M. Arcaleni[1], S. Tardioli[1]
[1] Osservatorio Sismico "Andrea Bina", Perugia, Italy
[2] Central Italy Electromagnetic Network (CIEN), Fermo, Italy

Introduction. Characteristic ELF signals were monitored in relation to seismic activity in Fermo, Marche Region, Italy, from January 2006 to July 2014 (Fidani, 2009). They were detected also during low seismic activity at the Perugia CIEN station from October 2008 to July 2014 (Fidani, 2010). A CIEN update is shown in Fig. 1, with a total number of 13 stations, where the Gubbio, Pozzuolo del Friuli and Camerino stations were added in January, April and May 2014, respectively. From the summer 2012, four stations were not operative because of technical problems: Torre Pellice, Fagnano Amiterno, Siena and Capitignano stations. The Torre Pellice station has been recently closed because of unresolved technical problems. At the time of the April 2009 L'Aquila earthquakes two stations were in operation, the Fermo and the Perugia stations. Both of these detected several ELF electric perturbations (Fidani, 2011). Whereas, at the time of the May 2012 Emilia earthquakes, nine stations were in operation. Of these, the Zocca station detected several horizontal ELF electrical oscillations from April 2012 to the end of June 2012 (Fidani *et al*., 2012). Each of the 9 stations had a couple of wide band amplifiers operative in a VLF range: 1 to 25 kHz. Three of these stations (Chieti, Fermo and Torre Pellice) were in LF band, 1 to 50–100 kHz. The VLF and LF ranges allowed to monitor several sub-ionospheric signals from different VLF and LF transmitters (Fidani, 2011). Recently, the Città di Castello station was rendered operative in LF band, 1 to 50 kHz. Some significant perturbations have been revealed in the VLF and LF band data related to the 2013 Ancona earthquake (Siciliani *et al*., 2013), while no significant perturbations were recorded during the Emilia seismic activity (Fidani *et al*., 2012).

A moderate earthquake swarm in the Pietralunga area, 35 km north of Perugia, started on March 24, 2013, and it migrated to the Gubbio area, 30 km NE of Perugia, in December 2013. Another moderate seismic swarm started at the half of March 2014, in the Massa Martana area, 45 km south of Perugia, migrating to the Colfiorito area, 35 km SE of Perugia, in April 2014. The swarms occurred at shallow crustal levels from 4 to 12 km in depth. They covered the area over the Alto Tiberina Fault, a low angle normal fault that acts as a basal seismic detachment and accommodates extensional deformation together with a complex normal fault system that is located in its hanging wall (Chiaraluce *et al*., 2007). The structure bounds the western side of the upper Tiber Quaternary basin, and it is about 70 km long, dipping from 15° to 20° ENE (Mirabella *et al*., 2011). It is clearly evident in the CROP03-NVR seismic reflection profiles (Barchi *et al*., 1998a, 1998b; Pialli *et al*., 1998). The micro-seismicity associated with this system of faults is probably triggered by frictional instabilities that are created by fluid overpressure, while the most of the extension along the fault is accommodated by aseismic slip and creep (Collettini and Barchi, 2002). The possible occurrence of moderate-to-large earthquakes generated by low angle normal fault is an open question (Wernicke, 1995). Thus, it is relevant in terms of seismic hazard. In the tectonic setting of the Apennines, a seismicity migration episode along the strike of a fault system or along a preferred direction was observed during seismic sequences of the Colfiorito earthquake in 1997 (Cataldi *et al*., 2008). Over the past 5 years, characteristic ELF signals were detected at the Perugia station as well as in the recently installed Avigliano Umbro, Città di Castello and Gubbio stations. While, no evident perturbations were revealed over the last year from the three latter stations in VLF and LF bands.

Electrical oscillations at the time of the Pietralunga-Gubbio seismic swarm in 2013. An increase in the seismicity rate occurred in the Pietralunga area after the seismic swarm starting on April 15, 2010, with a shock of M = 3.8 (Marzorati *et al*., 2014). The swarm epicentre was about 35 km north of the Perugia station, which started to record data from October 2008.

Fig. 1 – The geographical positions of the 13 CIEN stations are indicated by red circles.

Several shocks of M > 3 occurred near the same epicentre over the following years and, at the same time, many ELF oscillations were recorded by the Perugia instruments. Being that the earthquake distances and the magnitudes were compatible with the Dobrovolsky condition (Dobrovolsky, 1979), an analysis was carried out looking for a possible correlation between ELF electrical oscillations and moderate seismic activity. The recently installed CIEN stations in Città di Castello and Gubbio contributed to this analysis, though, a thorough verification needs to be performed on the signals recorded by the two new stations.

Electrical oscillations, such as those reported in connection with the 2009 L'Aquila earthquake (Fidani, 2011) were also detected at the Perugia station during moderate seismic activity. Specifically, electrical oscillations were recorded on many occasions where M = 2.8 – 3.7 in the Pietralunga territory. The pattern recorded from the S-N electrode lasted from a of few minutes up to two hours, and concerned electrical oscillations between 40 Hz and 350 Hz. The electrical oscillation intensities observed during moderate seismic activity near the Perugia station ranged between -70 dB and -55 dB. To verify if observed electrical oscillations could have been influenced by the meteorological precipitation, data from the meteorological stations in Perugia were retrieved. Precipitation events were also recorded in ELF data at the Perugia

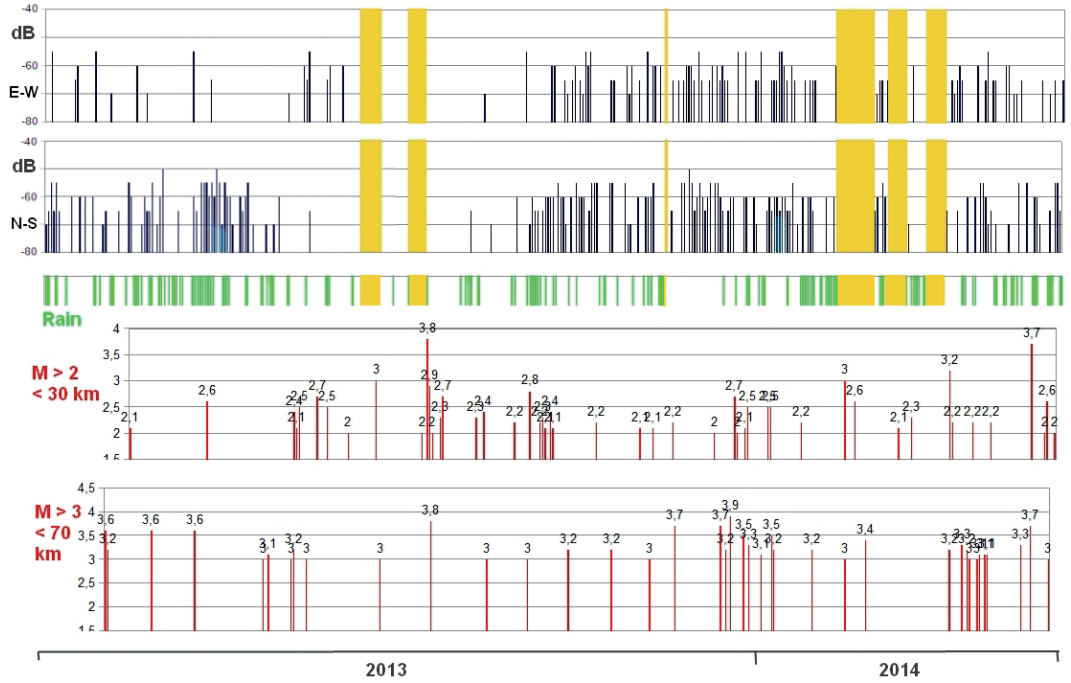


Fig. 2 – ELF oscillation intensities recorded from the beginning of April 2013 to the end of April 2014, are shown on the top panel; yellow areas indicate lost data; green bars under ELF oscillations indicate rainfall detected by the Perugia station; the black bars indicate the electrical oscillations occurred on E-W and S-N directions; the red bars indicate the seismic events of M > 2 occurred inside a 30 km radius from the station and finally the seismic events of M > 3 occurred inside a 70 km radius.

station, as water drops are charged and produced intense signals on spectrograms. These data were used to label ELF oscillations occurring during rainfalls.

Finally, ELF data were analysed from April 2013 to April 2014 for a total of 9,480 hours of records, producing about 146 Gb of data. Spectrograms were prepared to better localise ELF anomalies, compared to electromagnetic noise. A scale of colours, corresponding to 5 dB variations in power spectral amplitudes, was sufficient enough to distinguish the oscillations. Being so, all anomalies > 5 dB above noise were collected. In order to verify when meteorological phenomena could have produced the electric perturbations, rainfall data were superimposed on ELF data. Moreover, electrical oscillations occurring less then 30 minutes from rainfall events were excluded from the analysis. Strong electrical oscillations were identified from records taken a few hours or days before the moderate shocks. A summary of recordings from the Perugia station of both electrodes, N-S and E-W, over the last year is shown in Fig. 2. To verify an association between earthquakes electric perturbations, seismic activity in a radius of 30 km and 70 km around Perugia were plotted on the same graph and shown in red.

Electrical oscillations at the time of Massa Martana-Colfiorito seismic swarm in 2014. An increase in the seismicity rate occurred in the Massa Martana area since de middle of March 2014 and on March 26, 2014, with a shock of M = 3 (Bina Observatory, 2014). The swarm epicentre was about 45 km south of the Perugia station that started to record data in October 2008. Likewise, the epicentre was about 10 km east of the Avigliano Umbro station, which started to record data in June 2013. Two shocks with a magnitude M = 3.1 struck the same area seven days later, on April 2. The seismic swarm migrated to the Colfiorito area on April 15, 2014, with a shock of M = 3.3 and other smaller seismic events (Bina Observatory, 2014).

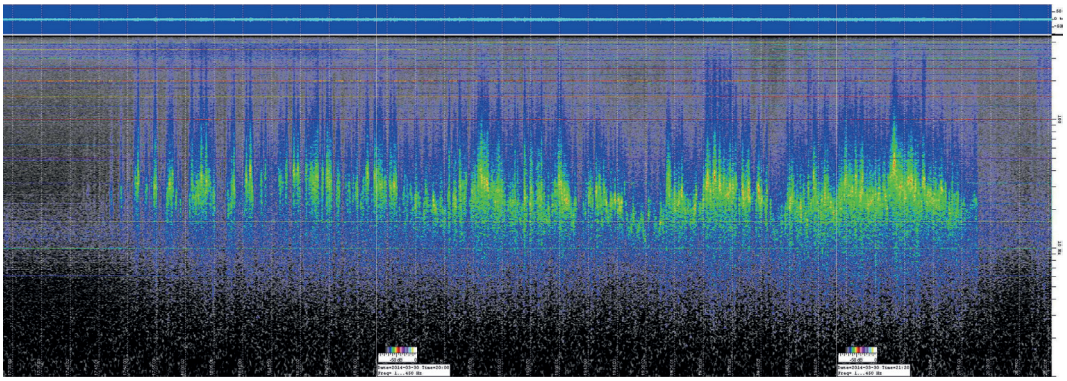


Fig. 3 – The ELF electric perturbations recorded at the Avigliano Umbro station on March 30, 2014, are shown; the oscillations lasted 150 minutes and followed an irregular pattern between 10 Hz and 100 Hz with a relative magnitude of up to -50 dB.

After July 21, 2013, when an earthquake of M = 5 struck Ancona, 100 km east of Perugia, the Perugia station recorded a particular electrical oscillation on a recently installed instrument which measures the vertical electric component. Similar detectors were installed in another six CIEN stations: Fermo, Città di Castello, Gubbio, Pozzuolo del Friuli, Camerino and Avigliano Umbro. Clear signals were detected at the Avigliano Umbro Station a few hours before the two strongest shocks occurring in Massa Martana on March 2014. The unusually clear electric disturbances recorded before the second moderate shock are shown in Fig. 3. This figure shows a 3 hour spectrogram of vertical component electric field variations recorded at the Avigliano Umbro station. The spectrogram frequency range is 1-450 Hz. The electrical oscillations ranges between 10 Hz and 100 Hz, following a continuous and irregular path. The total time of the phenomena was about 150 minutes, with maximum intensities 25 dB above the noise power. A similar phenomena was also observed before the first moderate shock. No similar oscillations were recorded on the vertical detector by other CIEN stations during the same period.

The day before the moderate shock of M = 3.3 in the Colfiorito area, a signal of -55 dB was recorded at the Perugia station along the E-W electrode. This electrical oscillation lasted about one hour and had the characteristic shape of an arc, as described in previous publications (Fidani, 2011). This signal was very well defined in frequency but had a very irregular pattern, similar to past cases (Fidani, 2011).

Conclusions. Data recorded from the Perugia CIEN station suggests that electric perturbations become slightly more intense and frequent during meteorological and seismically active periods, as recorded before and after several Pietralunga and Gubbio earthquakes. In fact, in these periods, the power spectra of the electrical oscillations became greater than other natural electromagnetic phenomena, such as the Schumann Resonances. Candidate pre-seismic oscillations in electric intensity were quantified and resulted being of the same order of the 2009 L'Aquila earthquakes (Fidani, 2011). Moreover, the moderate seismic activity in the Umbria Region has been associated to degassing activity, which are often related to the presence of over pressurized fluids and to diffusion processes (Noir *et al.*, 1997; Miller *et al.*, 2004; Antonioli *et al.*, 2005).

CIEN observations in the atmosphere, near the Earth's surface, have discovered that sources of electrical oscillations induced in the electrodes are localised near the stations. The presence of air ionisation has been suggested when seismic activity increases (Freund *et al.*, 2009). Rainfalls have also been known to be preceded by electric charges in the atmosphere (Takahashi, 1972). All of these observations have evidenced that electrical oscillatory phenomena occurred in the presence of air ions, ground gas emissions and/or meteorological instability. Due to the general difference in temperatures between the ground and the atmosphere, when gas escapes

from the ground it should produce atmospheric pressure differences. Pressure differences are also characteristics of meteorological perturbations. In the atmosphere they are responsible for air movements and, if air ions are present in the atmosphere, pressure differences are also responsible for air ion movements. Consequently, electromagnetic waves are emitted with ion movements. However, the CIEN recording of electric fields were relatively stable oscillatory phenomena, indicating that a stable phenomena of bounded source occurred.

The possibility that ions form stable spherically symmetric charge configurations in the atmosphere has been investigated with the aim of better understanding unusual atmospheric phenomena, such as ball lightning and EQL (Singer, 1978; Tennakone, 2006). Such a model of spherically symmetric and dynamically stable structures has been proposed for the atmosphere via balancing of electrostatic force and air pressure (Tennakone, 2011); they have oscillating solutions. The above model, applied to low charge density oscillating objects, might explain why the electric field oscillations were recorded by the CIEN stations during relevant seismic activity.

References

Antonioli, A., Piccinini, D., Chiaraluce, L., Cocco, M., 2005. Fluid flow and seismicity pattern: Evidence from the 1997 Umbria-Marche (central Italy) seismic sequence, Geophys. Res. Lett., 32 L10311, 2005.

Barchi, M., De Feyter, A., Magnani, M., Minelli, G., Pialli, G., Sotera, B., Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): Evidence from the CROP03 deep seismic reflection line. Mem. Soc. Geol. Ital. 52, 528–538, 1998a.

Barchi, M., Minelli, R., Pialli, G., The crop 03 profile: A synthesis of results on deep structures of the northern Apennines. Mem. Soc. Geol. Ital. 52, 383–400, 1998b.

Bina A. Observatory, at www.binapg.it/, seismic data collected in 2014.

Catalli, F., Cocco, M., Console, R., Chiaraluce, L., Modeling seismicity rate changes during the 1997 Umbria-Marche sequence (central Italy) through a rate - and state - dependent model, J. Geophys. Res. 113, B11301, 2008.

Chiaraluce, L., Chiarabba, C., Collettini, C., Piccinini, D., Cocco, M., 2007. Architecture and mechanics of an active low-angle normal fault: Alto Tiberina Fault, Northern Apennines, Italy, J. Geophys. Res. 112, B10310, 2007.

Collettini, C., Barchi M.R., A low angle normal fault in the Umbria region (central Italy): A mechanical model for the related microseismicity. Tectonophysics 359, 97–115, 2002.

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

Fidani, C., Electromagnetic signals recorded by Perugia and S. Procolo (Fermo) stations before the L'Aquila earthquakes, 28th GNGTS, Trieste, p. 370-373, Nov. 16-19, 2009.

Fidani, C., ELF signals by Central Italy electromagnetic network in 2008-2010, 29th GNGTS, Prato, p. 175-179, Oct. 28-30, 2010.

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

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), 31th GNGTS, Potenza, p. 415-420, Nov. 20-22, 2012.

Freund, F. T., Kulahci, I. G., Cyr, G., Ling, J., Winnick, M., Tregloan-Reed, J., Freund, M. M., Air ionization at rock surface sand pre-earthquake signals. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 71, 1824–1834, 2009.

Marzorati, S., Massa, M., Cattaneo, M., Monachesi, G., Frapiccini, M., Very detailed seismic pattern and migration inferred from the April 2010 Pietralunga (northern Italian Apennines) micro-earthquake sequence, Tectonophysics, 610, 91–109, 2014.

Miller, S., Collettini, C., Chiaraluce, L., Cocco, M., Barchi, M., Klaus, B., Aftershocks driven by a high pressure CO_2 source at depth. Nature, 427, 724–727, 2004.

Mirabella, F., Brozzetti, F., Lupattelli, A., Barchi, M.R., 2011. Tectonic evolution of a low-angle extensional fault system from restored cross-sections in the Northern Apennines (Italy). Tectonics, 30, TC6002, 2011.

Noir, J., Jacques, E., Be`kri, S., Adler, P.M., King, G.C.P., Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar. Geophys. Res. Lett. 24, 2335–2338, 1997.

Pialli, G., Barchi, M., Minelli, G., Results of the CROP03 deep seismic reflection profile Mem. 52. Soc. Geol. Ital. Ed., Rome, 1998.

Siciliani, P. M., Fidani, C., Stoppa, F., Iezzi, G., Arcaleni, M., Tardioli, S., Marcelli, D., Electromagnetic perturbations associated with M=5, July 21, 2013, Ancona, Italy earthquake observed by CIEN, 32th GNGTS, Trieste, p. 66-70, Nov. 19-21, 2013.

Singer, S., The Nature of Ball Lightning. Plenum Press, New York, 1978.
Takahashi, T., Electric charge of small particles (1–40μ), J. Atmos. Sci., 29, 921–930, 1972.
Tennakone, K., Ball lightning elusive behavior depending on proton conductivity, Curr. Sci., 90, 1247-1250, 2006.
Tennakone, K., Stable spherically symmetric static charge separated configurations in the atmosphere: Implications on ball lightning and earthquake lights, Journal of Electrostatics, 69, 638-640, 2011.
Wernicke, B., Low-angle normal faults and seismicity: A review. J. Geophys. Res. 100, 20, 159–20, 1995.

APPLYING ROBUST SATELLITE TECHNIQUES (RST) TO MEDIUM-SHORT TEMPORAL SCALE MONITORING OF SEISMIC HAZARD IN ITALY: PRELIMINARY RESULTS ACHIEVED IN THE FRAMEWORK OF THE INGV-DPC-S3 PROJECTS

V. Tramutoli[1,2,3], R. Corrado[2], I.Coviello[1], C. Filizzola[2], N. Genzano[1], M. Lisi[1], G. Sileo[1], R. Paciello[2], N. Pergola[2,1], V. Satriano[1]

[1] School of Engineering, University of Basilicata, Potenza, Italy
[2] Institute of Methodologies for Environmental Analysis (IMAA), C.N.R., Tito Scalo (PZ), Italy
[3] International Space Science Institute, Bern, Switzerland

Introduction. Pre-seismic anomalous space-time transients in Earth's emitted TIR (Thermal Infrared) radiation have been reported since '80s by several authors mostly in Russia and China (Tramutoli *et al*., 2013a). However, only in the past ten years data analysis quality and extension of validation data set reached a level sufficient to receive a wider consensus from the scientific community and particularly from the one of scientists more expert in satellite data analysis (e.g. Tramutoli *et al*., 2005). Among this the Robust Satellite Techniques [RST: Tramutoli (1998, 2007)] have been successfully applied in different geographic areas, different geological setting, using different satellite sensors, showing the occurrence of anomalous TIR space-time patterns days to weeks 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*., 2012), 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 (see for example Geller, 1997).

At the same time, statistical analysis have been performed over periods longer than 5-10 years (from the national to global scale) which demonstrate the existence of a significant (from 50% up to 93% of the cases) correlation among time/location of appearance of anomalous transients in the measurements of selected parameter (TIR anomalies) and the occurrence of earthquakes of magnitude greater than 4.5. It should be noted that the statistical significance of an earthquake forecast based on only one of this methods is already order of magnitude higher than the one demonstrated by the method recently proposed for an Operational Earthquake Forecast (OEF) in Italy.

However, it is from the real-time integration of all the available observational capabilities that we expect an actual improvement of our present knowledge of preparatory phases of earthquakes and a significant progress in seismic hazard assessment.

The possible importance of satellite TIR monitoring over Italy was already demonstrated in the 1st year of the project "S3 - Short term earthquake prediction and preparation", the first Italian project on this topic jointly supported by the National Department of Civil Protection (DPC) and the National Institute for Geophysics and Volcanology (INGV). In that case (Tramutoli *et al*., 2013b) anomalous space-time TIR transients measured by MSG-SEVIRI (Meteosat Second Generation - Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) were found in significant correlation with earthquakes of magnitude greater than 4 occurred in Italy in the selected areas of Po Plain and Southern Apennine (Tab. 1). An average score of only 25% of false positive

(i.e. TIR anomalies apparently not related to earthquakes) together with an effectiveness of more than 66% (i.e. less than 33% of earthquakes occurred being not closely preceded nor followed by the appearance of TIR anomalies) were obtained by using predefined temporal-spatial correlation windows. In that case only space-time persistent and relatively intense (S/N>3σ) TIR anomalies were considered. Following previous experience (see for instance Corrado *et al*., 2005; Genzano *et al*., 2007; Tramutoli *et al*., 2012 and references herein), the correlation with earthquakes having M>4 was admitted if they occurred within a distance 150 km$<D<R_D$ [being $R_D = 10^{0.43M}$ the Dobrovolsky radius, (Dobrovolsky *et al*., 1979)] 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). It should be noted that the used rules for success/failure evaluation were substantially the same accepted for the planned experimentation at CSEP (USC, http://www.cseptesting.org/). Even though based on a very short period of time and only on two testing areas, results achieved during the 1st year of the project were not surprising confirming 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 appeared moreover to 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.

A similar analysis (Genzano *et al*., 2013) recently performed on a longer time series of all TIR observations collected around 00 GMT by MSG-SEVIRI over the same area (Italy) 2004 and 2012 (about 9 years of continuous observations) gave an increased percentage (45%) of significant TIR anomalies apparently not related (following the quasi-empirical rules previously described) to earthquakes (M>4) occurrence, however confirming the possible role of such kind of observations in the framework of a multi-parametric system devoted to a time-Dependent Assessment of Seismic Hazard (t-DASH).

Tab. 1 - Results of the reliability (top) and sensitivity (bottom) analyses performed on the testing areas of the first DPC-INGV-S3 project during 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 (false)	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 (33%)	4 (67%)
NON Associated to significant TIR anomalies (missed)	0 (0%)	2 (66%)	2 (33%)

In this paper results until now achieved will be discussed also in the new perspective opened by the 2nd year of the INGV-DPC-S3 Project which "*instead of a "silver bullet relative to any forecasting anomaly"*, is presently looking for "*multiparametric indexes"* (including TIR anomalies) "*… able to capture short term variations of the regional strain field that have the earthquake as a possible effect"*.

The RST methodology. The Earth's thermally emitted radiation (mostly in the 8-14 micron atmospheric window) measured from IR satellite sensors is very highly variable due to different natural/observational causes (see for instance Tramutoli *et al*., 2005). By applying a Robust Satellite data analysis Technique [RST: Tramutoli (1998, 2005, 2007)] to multi-year TIR satellite records it was possible to define the concept of TIR anomaly itself as a statistically significant deviations (in the space–time domain) from a normal state, preliminarily defined for each image pixel and period of the year, on the basis of satellite observations collected during several years in the past under similar observational conditions. For earthquake (EQ) prone area monitoring, anomalous TIR patterns were identified by using a specific the index named RETIRA [Robust Estimator of TIR Anomalies: Filizzola *et al*. (2004), Tramutoli *et al*. (2005)] $\otimes(\boldsymbol{r},t')$, which is computed as follows:

$$\otimes(\boldsymbol{r},t') \equiv \frac{\left[\Delta T(\boldsymbol{r},t') - \mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})\right]}{\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})}$$

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 both to 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 $T(t')$ computed in place on the same image at hand within a predefined *RETIRA computation area* (*RCA*) 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 $\Delta T(r,t')$, instead of $T(r,t')$, 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. For this reason *RCA* has to be chosen much wider than common meteorological fronts usually affecting the investigating area (usually $RCA \geq 10^6\ km^2$)
- $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ and $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ are the temporal average and standard deviation values of $\Delta T(\boldsymbol{r},t)$ computed on a 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 RETIRA index $\otimes(\boldsymbol{r},t')$ 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 $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ and $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ are computed for each location $\boldsymbol{r}$, processing several years of historical satellite records acquired in similar observational conditions.

Main results. In the 1st year INGV-DPC-S3 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 behaviour (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).

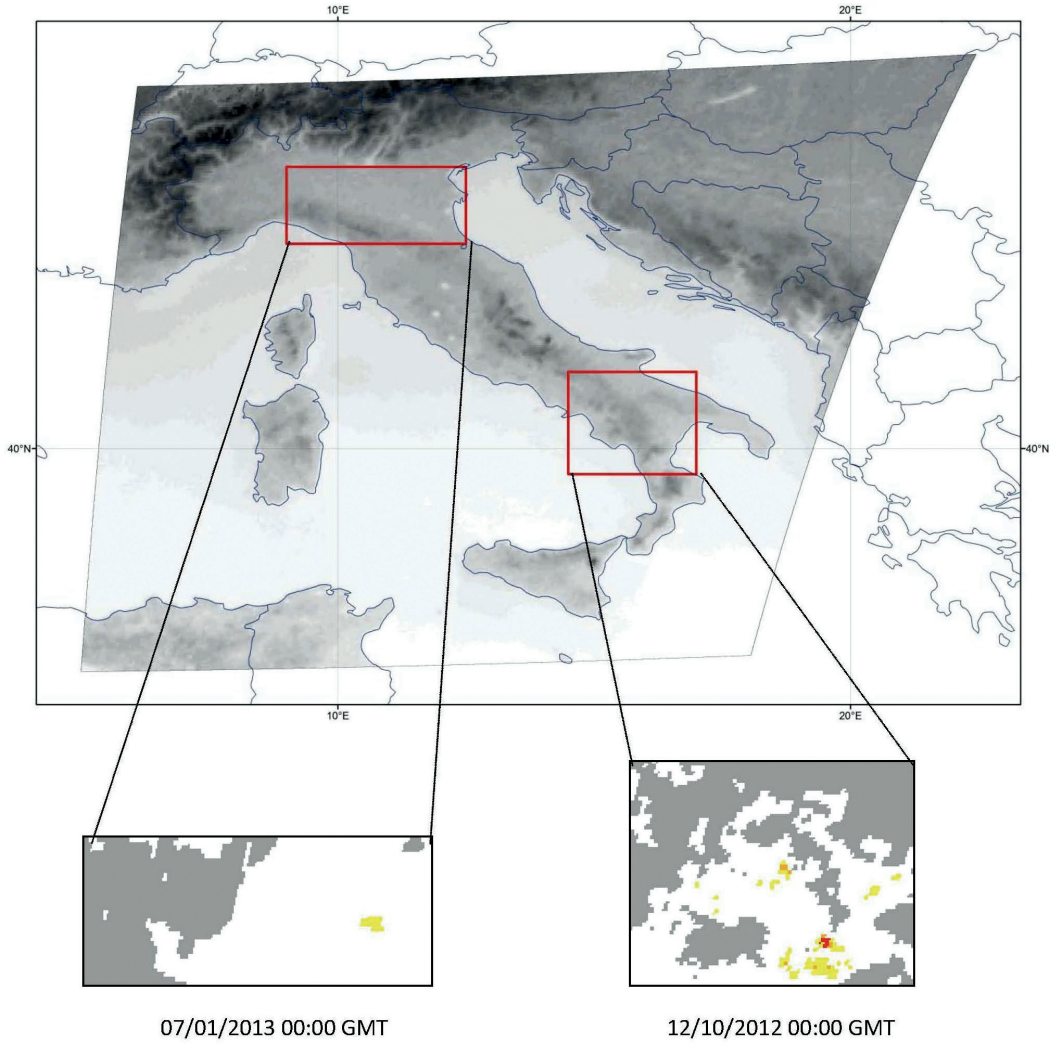


Fig. 1 – **In the upper part is shown the RETIRA computation area used to calculate the spatial average** $T(t')$ which enters in the computation of the considered signal $\Delta T(\boldsymbol{r},t')=T(\boldsymbol{r},t')-T(t')$ and corresponding reference fields $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ (temporal mean) and $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ (temporal standard deviation). The red boxes represent the two study areas (respectively the Po Plain and Pollino area) object of the 1st year of the DPC-INGV-S3 Project. In the bottom 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).

The 2nd year of the project, instead to the search of pre-seismic short-term ”anomalies” was focused to monitoring large-scale/medium-short term (months to weeks) variations of the strain field (see, e.g., Rydelek and Sacks, 1999) by direct and indirect observations.

To this aim TIR satellite images were analysed no more looking for the occurrence of TIR anomalies in possible relation with earthquakes but, instead, to understand if the variations of the TIR signals observed at wider space-time scales could give information about the evolution of the above mentioned process involving medium-short term variations of the strain field which can hesitate (but even not) in large earthquakes.

Like for the 1st year of the DPC-INGV-S3 Project, nine years (from 2004 to 2012) of midnight TIR MSG-SEVIRI image acquired at the UNIBAS-SI station were analysed to generate reference fields $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ and $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ at each location $\boldsymbol{r}$. RETIRA index was then computed

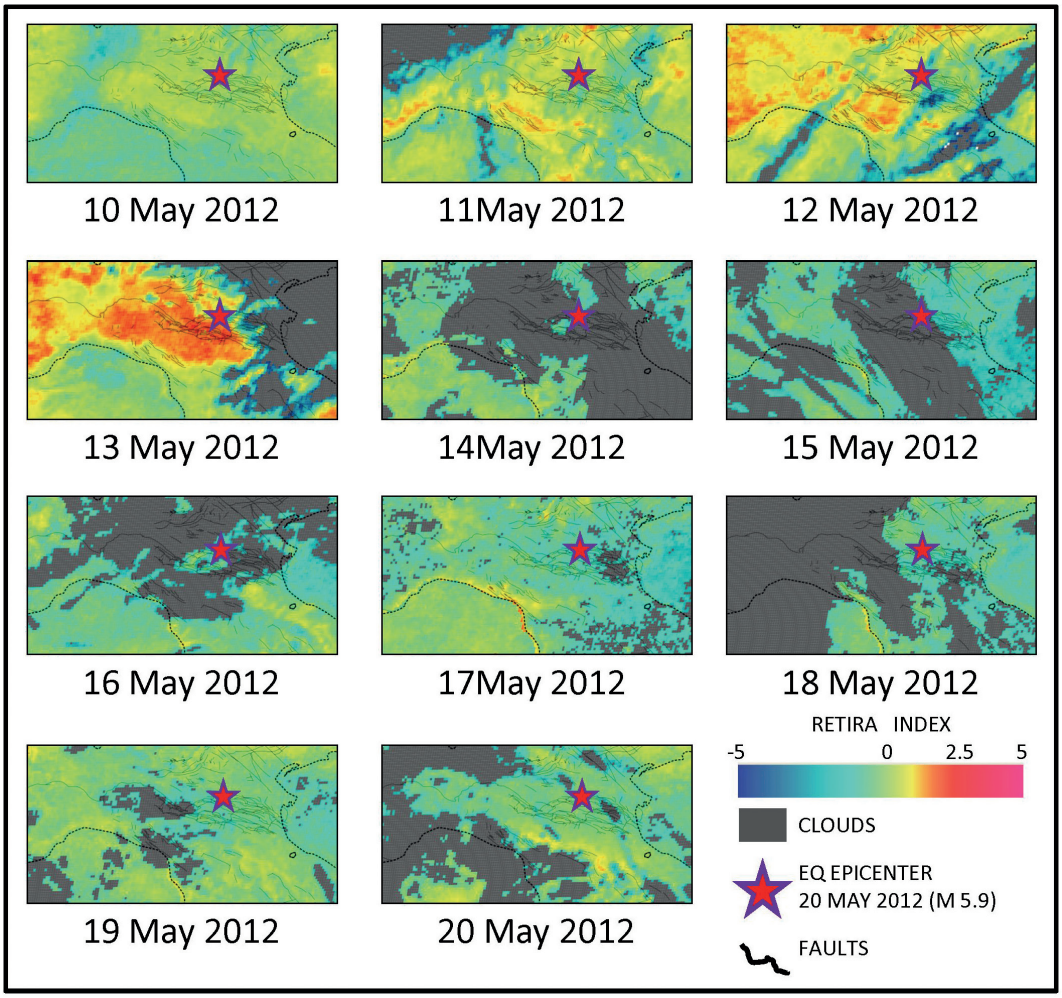


Fig. 2 – Distribution of RETIRA values in the day before the Emilia earthquakes of May 20 and 29, 2012 (see text).

for all the TIR SEVIRI/MSG images in between January 2012 and present for the testing area of Po Plain and the analysis performed following the new objectives of the Project for its 2nd year of activities.

In this case, in fact, the full range of RETIRA values (as they represents the weighted residuals of TIR signal after the removal of contribution coming from daily/annual solar cycle and some meteorological forcing) were investigated at a wider space-time scale.

Fig. 2 shows, for instance, some of the preliminary results achieved in the case of Emilia earthquakes (May 20, 2012, M=5,9 and May 29, M=5,8) for which previous analyses showed the occurrence of TIR anomalies of lower intensity (2<RETIRA<3) on May 13 without the characteristic of space-time persistence (but clouds were also frequently present over that area) required to consider it significant (see before) in the framework of the a traditional search for possible pre-seismic anomalies.

The new analysis, however, better emphasize not only the growing of the area affected by the 2σ anomaly around the epicentre area since May 13 and before, but allows to identify patterns of growing values of RETIRA with quite evident spatial relationship with main fault system in the northern Apennine area.

Conclusions. Even if very preliminary (the project started only few months ago and the amount of analysed data do not allow to give whatever firm conclusion) these results appear at list to encourage the change of *paradigm* contained in the objectives of the new DPC-INGV-S3 project.

In fact, it seems that the content of information made available by RST analysis on TIR data is much bigger and better exploitable in a renewed framework of objective not purely limited to the search for earthquake precursor. Moreover the unique added value that only satellite observations can offer (long-term systematic observations with synoptic view made available at the global scale practically at no cost for the users also for the next decades) appears strongly enhanced in the new perspective that DPC-INGV-S3 project opened for its 2nd year of activities.

Acknowledgements. The research leading to these results has received funding from the European Union Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under grant agreement n° 263502 – PRE-EARTHQUAKES project: Processing Russian and European EARTH observations for earthQUAKE precursors Studies. The document reflects only the author's views and the European Union is not liable for any use that may be made of the information contained herein. The research leading to these results has been also supported by INGV-DPC S3 project "*Short Term Earthquake prediction and preparation"*.

The research leading to these results has been also supported by FSE Basilicata 2007/2013 in the framework of the Project SESAMO (Sviluppo E Sperimentazione di tecnologie integrate Avanzate per il MOnitoraggio della pericolosità sismica). The research leading to these results has been also supported by the International Space Science Institute in the framework of the Project "Multi-instrument Space-Borne Observations and Validation of the Physical Model of the Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere-Magnetosphere Coupling" realized by the International Team 298/2013.

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.

Genzano, N., Paciello R., Pergola, N. and Tramutoli, V. (2013). *Improvements of the RST (Robust Satellite Techniques) approach for the thermal monitoring of the earthquake prone areas: an analysis on Italian peninsula in the period 2004-2012*. AGU 2013 Fall Meeting NH22A-04.

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.

Rydelek P.A., and I.S. Sacks, 1999. Large earthquake occurrence affected by small stress changes. Bull.Seism.Soc. Am., 89, 822-828

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*, Proceendings 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. (2012). *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.

Tramutoli, V.; Corrado, R.; Filizzola, C.; Genzano, N.; Lisi, M., Pergola, N. (2013a) *TIR Satellite Techniques for the Study of Earthquakes Preparation Phases: a Review*. Report D6.1 of DPC-INGV-S3 Project "*Short Term Earthquake prediction and preparation*", 47 pages (available at https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos3/)

Tramutoli, V., Genzano, N., Lisi, M., Sileo, G., Paciello, R. and N. Pergola (2013b). *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*. in 32° Convegno Nazionale. Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS).

EARTHQUAKE PREDICTIONS IN ITALY BY PROBABILISTIC APPROACHES: MAIN LIMITATIONS

M. Viti[1], N. Cenni[2], D. Babbucci[1], E. Mantovani[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. In recent decades, numerous attempts about prediction [or forecasting: e.g., Marzocchi and Zechar (2011)] of destructive earthquake have been proposed, concerning various zones of the world. The importance of this research is twofold: on the scientific side, a series of well-aimed forecasts corroborates the model adopted and, therefore, may represent an important step forward in the understanding of seismogenetic processes. On the practical side, a reliable forecasting procedure would provide a tool of great interest for the defense against earthquakes.

Some of these proposals investigate the signals that would precede a large earthquake (e.g. Cicerone *et al*., 2009). Such short-term forecasts should allow us to identify the future epicentral area with an advance from a few months to a few hours before the quake. However, the results so far obtained have been modest, so that some authors question the very existence of seismic precursors - or at least their unreliability (e.g., Bakun *et al*., 2005 and references therein).

To overcome these difficulties, it has been suggested that analyzing the seismic activity from the statistical point of view would be more appropriate (e.g., Vere-Jones, 2006). In particular, efforts have been made to elaborate forecasting procedures, based on the applications of probabilistic models, in the belief that the spatial and temporal distribution of past earthquakes can provide valuable information about the future seismic activity.

Early predictions for the Italian region, based on time-predictable, slip-predictable, seismic gap and characteristic earthquake hypotheses, were mostly retrospective in nature (e.g., Mulargia and Gasperini, 1995; Mulargia and Geller, 2003; Valensise *et al*., 2003). On the other hand,

Boschi *et al*. (1995) modelled historical seismicity by Poissonian and Gaussian models, in order to calculate the probability of strong earthquakes ($M \geq 5.9$) in various Italian source zones for the next 5, 20 and 100 years. However, as pointed out by Marzocchi (2008), such attempt presents some ambiguities and several discrepancies between the predicted and actual seismicity.

In the aftermath of the April 6, 2009 L'Aquila destructive shock, the International Commission on earthquake prediction appointed by the Italian Civil Protection decided to give priority to probabilistic approaches (Jordan *et al*., 2009). In this context, the International Working Group CSEP (Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability) has sponsored an experiment of long-term forecasting for Italy that involves several research groups (e.g., Schorlemmer *et al*., 2010). Since the prediction intervals were 5 and 10 years, we are now able to evaluate the results obtained for the first time interval (2009-2014), as described in the next section.

In the next section we point out some possible critical points of probabilistic predictions by focusing on a specific methodology (Double-Branching ETAS). In the third part we discuss the problems common to all probabilistic approaches, including the crucial issue of the various interpretations of the probability of earthquakes.

For reasons of space, we cannot provide here a complete review of the various forecasting techniques and results. An exhaustive description of the most relevant probabilistic algorithms is presented by Tiampo and Shcherbakov (2012).

Recent prediction attempts for the Italian region. Among the various contributions to the CSEP experiment (Schorlemmer *et al*., 2010), we have chosen to discuss in some detail the paper by Lombardi and Marzocchi (2010a). Indeed, this work adopts an improved version of the Epydemic-Type Afterhock Sequence (ETAS) methodology, which is one of the most frequently adopted forecasting procedures, as pointed out by Tiampo and Shcherbakov (2012). Moreover, the Authors involved are certainly at the top of the Italian research on probabilistic forecasting of earthquakes. Therefore, the above-mentioned work can be considered an important and representative example in order to evaluate the state-of-art of probabilistic predictions in Italy.

The ETAS approach (e.g., Ogata, 2011 and references therein) mostly relies on the phenomenology of the aftershocks, presumably induced by a strong earthquake due to the stress redistribution on the fault surface. In the context of the ETAS model, seismicity can be either spontaneous (i.e. or controlled by long-term and large-scale plate motions) or induced by previous earthquakes. Moreover, each earthquake may be a potential trigger for the next seismic events. The calculation of the probability of future shocks takes into account such possibilities (e.g., Console *et al*., 2010; Tiampo and Shcherbakov, 2012).

As part of the aforementioned CSEP experiment, the ETAS procedure have been used to obtain long-term (5 to 10 years) forecasts for the Italian region. The adopted stochastic procedure (Double Branching Model or DBM) would represent a significant improvement in the ETAS model (Lombardi and Marzocchi, 2010a). In particular, DBM algorithms would more adequately take into account the influence of long-term processes (possibly related to post-seismic perturbations and interactions between faults), which operate alongside the short-term concentrations (clustering) of events observed in the aftershocks phenomenology. The DBM model has been applied to a suitably filtered (declustered) Italian seismic catalog in order to predict moderate to large, shallow earthquakes ($M \geq 4.5$; $h \leq 30$ km). The results obtained, which refers to the first forecast period (2009-2014), are reported in Fig. 1.

This map shows that the highest probability of strong earthquakes is assigned to the areas recently hit by major shocks, in particular to the sector of the Central Apennines affected by the 2009 seismic crisis. Other relative maxima of probability are located in Friuli, Parma and Romagna Apennines, Irpinia, Calabria and eastern Sicily (Fig. 1). However, it should be noted that within the forecast interval, no shock with $M \geq 4.5$ have occurred in Abruzzo (see e.g. the seismic archive at http://cnt.rm.ingv.it/tdmt.html). Also, no significant shallow event has took place in the Parma and Romagna Apennines. The Friuli region and southern Italy have been affected by few notable events ($4.5 \leq M \leq 5$): Pordenone September 6, 2012, Cosenza October, 25

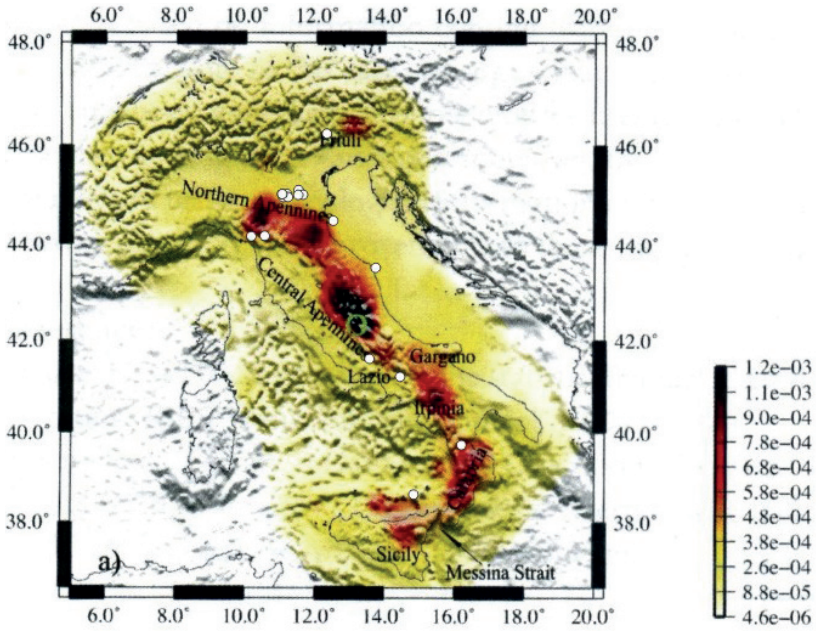


Fig. 1 – Probability that at least one shallow (h≤30 km) earthquake with magnitude M_L≥4.5 will occur in the time interval August 1, 2009 - July, 31 2014 (from Lombardi and Marzocchi, 2010a). As suggested by CSEP (Schorlemmer *et al*., 2010), probability values have been computed for the small-area (0.1°x0.1°) cells of a regular grid superimposed to the study area. The green circle identifies the cell to which the maximum probability value is assigned. The white dots indicate the epicenters of the earthquakes with M_L≥4.5 that have took place in the above prediction interval (see text).

2012, Frosinone February 16, 2013 and Caserta December 29, 2013. The shocks that occurred in northwestern Tuscany (Garfagnana January 25, 2013 and Lunigiana June 21, 2013) and eastern Marche (Ancona July 21, 2013) do not seem to be well correlated with the areas of highest probability (Fig. 1). The same also holds for the May-June 2012 sequence (8 shocks with M≥4.5), which has took place in the Modena-Ferrara zone near the boundary between the orange and yellow in Fig. 1. Finally, shocks with M≥4.5 have occurred in zones associated with very low probability values (Fig. 1): southern Tyrrhenian Sea August 16, 2010; Rovigo July 17, 2011 and Romagna coastal zone June 6, 2012. In summary, the location of the main shocks actually occurred is poorly correlated with the spatial pattern of probability values.

The estimation of the probability is performed for a regular grid of small-area cells (0.1°x0.1°). This results in a smoothed map of the expected seismicity (Fig. 1), which poses some problems to the practical use of such product. For instance, the possible epicentral areas of major shocks are poorly constrained. Moreover, the computed probabilities are everywhere very small (10^{-3} to 10^{-6}), in spite of the sharp colour contrast adopted in Fig. 1. It is not clear which would be the threshold value that implies special attention by the users of the map. Also, the fact that even minor shocks (4.5≤*M*<5.5) are considered, does not make the forecast more effective. Predicting that the whole Apennine belt will be hit within a few years by a series of small earthquakes is a plausible statement, but does not add much to what is already known about the seismicity pattern of the Italian region. To plan appropriate prevention activities, the prediction should focus to identify in advance the zones prone to destructive events (M≥5.5).

In addition, several objections concerns the ETAS methodology. First, the results obtained strictly depend on the many parameters of the stochastic model. The numerical value of these parameters is usually obtained by the statistical analysis of the seismic catalog, often using the first half of the catalog to retrospectively predict the second part (e.g,. Lombardi and Marzocchi,

2010a, 2010b). However, the same authors point out the possible dependence of the model parameterization by local seismotectonic features (e.g,. Lombardi and Marzocchi, 2010a, 2010b). This fact casts doubt on the reliability of the results, like the probability map shown in figure 1, which has been obtained by adopting a model parameterization defined on a national scale.

Another important shortcoming is the fact that the physical mechanisms of fault interaction are actually neglected. In the ETAS procedure, the possibility of an earthquake to trigger further shocks in a given site depends on its magnitude and distance from the point considered, by means of empirical relationships derived by the study of the aftershock phenomenology (Tiampo and Shcherbakov, 2012). Instead, the probabilistic algorithm does not incorporate the known processes of co-seismic and post-seismic stress redistribution (e.g., Freed, 2005). Furthermore, the ETAS procedure takes into account neither the focal mechanism of the triggering shock, nor the geometry and kinematics of the fault that would be activated.

Finally, Lombardi and Marzocchi (2010b) admits that the knowledge of the seismotectonic processes occurring in the study area is not considered by the forecasting procedures so far developed.

The ETAS model has also been used to forecast the short-term (days) evolution of seismic swarms and, in particular, the occurrence of aftershocks following strong earthquakes (e.g., Lombardi and Marzocchi, 2010b; Marzocchi *et al*., 2012). The latter use is perhaps the most appropriate, given that the methodology is in part based on the aftershock phenomenology, as discussed earlier. However, this kind of application is still relatively uncommon. The most relevant short-term prediction attempt refers to the May-June 2012 seismic sequence in the Modena-Ferrara zone (Marzocchi *et al*., 2012). In this case, there is not a close relationship between the temporal pattern of estimated probability and the occurrence of the main aftershocks. Indeed, some events have took place when the probability was the highest, but other shocks (such as the June, 3 2012 one) occurred when the probability was very low (see Fig. 3 by Marzocchi *et al*., 2012).

Most of the shortcomings pointed out for the ETAS forecasting procedure, concerning theoretical basis, model parametrization and obtained results, can be observed in other long-term predictions performed in the framework of the CSEP experiment (e.g., Akinci, 2010; Faenza and Marzocchi, 2010; Falcone *et al*., 2010; Gulia *et al*., 2010). For instance, the probability maps provided by these attemps, referred to the prevision interval 2009-2014, show relatively high probability values for zones where minor or no seismic activity has actually occurred (e.g., Friuli, Gargano and eastern Sicily). On the other hand, no of the aforementioned forecasts has clearly pointed out the possibility of destructive shocks in the Po Plain (Modena-Ferrara zone) within the considered prevision interval.

Problems of the probabilistic methods. The series of unpredicted, very large earthquakes that have hit various zones of the world in the last decade has raised many concerns about the reliability of the stochastic models adopted for long-term forecasting (e.g., Stein *et al*., 2012). So, discussing the major points of weakness underlying the probabilistic algorithms helps understanding the reliability of this approach to the earthquake prediction.

First, probabilistic procedures rely on the assumption that the analysis of the past seismicity allows us to forecast (with some uncertainty) the occurrence of future shocks. This implies the availability of accurate, complete and reasonably long seismic catalogs. However, reliable information for the Italian region is reduced to the last millennium (e.g., Rovida *et al*., 2011). This time interval is much shorter than the duration of the present seismotectonic setting, presumably started in the Middle Pleistocene (e.g., Mantovani *et al*., 2009). The shortness of the available seismic history may crucially affect the results of forecasting procedures (Swafford and Stein, 2007).

Second, the relative rarity of strong earthquakes implies that often there are not enough data to test or discriminate among competing stochastic models. This fact poses serious problems for the validation of the probabilistic predictions (Luen and Stark, 2008).

Third, the various interpretations of probability so far proposed cannot easily be applied to earthquake prediction (e.g., Freedman and Stark, 2003; Marzocchi and Zechar, 2011). The classical interpretation, developed to analyze gambling, is poorly linked to the phenomenology of seismic events. The objective (or propensity) interpretation is also inadequate, since it properly applies to events that can be repeatable, like the outcomes of a controlled laboratory experiment. This is not the case for large earthquakes, which represent unique episodes in the evolution of the earth system, and irreversibly perturb the system itself. At least, the verification of the prediction would imply very long periods of observation, amounting to many consecutive prediction intervals. The subjective (or Bayesian) interpretation, representing the degree of belief of the forecaster, implies the substantial impossibility of validate the prediction by usual statistical tests (e.g., Marzocchi and Zechar, 2011).

In summary, the many uncertainties involved in probabilistic models make these tools inherently unreliable, as admitted by Marzocchi and Zechar (2011): "In practice this means that any forecast model that worked satisfactorily in a given period may fail in future experiments." It is also worth recalling the sharp remarks by Freedman and Stark (2003): "Making sense of earthquake forecasts is difficult, in part because standard interpretations of probability are inadequate… The problem in earthquake forecasts is that the models (unlike the models for coin-tossing) have not been tested against relevant data. Indeed, the models cannot be tested on a human time scale, so there is little reason to believe the probability estimates. … although some parts of the earthquake models are constrained by the laws of physics, many steps involve extrapolating rules of thumb far beyond the data they summarize; other steps rely on expert judgment separate from any data; still other steps rely on ad hoc decisions made as much for convenience as for scientific relevance."

Conclusions. Long-term earthquake prediction by probabilistic approaches presents severe shortcomings. The interpretation of their basic outcome (i.e. probability values) is still debated. The assumption that future shocks can be predicted by stochastic models of past seismicity is crucially weakened by the shortness of known seismic history. The implementation of probabilistic algorithms often neglects basic aspects of seismogenic processes, such as fault interactions and stress perturbation processes. The practical use of the probability maps is made difficult by the usually very low estimated probability values. Finally, recent attempts performed for the Italian region have not forecast the most important earthquakes occurred during the 2009-2014 prevision interval.

Taking into account the above problems, we suggest that the identification of the zones most prone to the next destructive shocks should be pursued by alternative approaches. In this regard, a number of papers has been devoted to the elaboration of a deterministic methodology for the Italian region (Mantovani *et al*., 2009, 2010, 2012, 2014; Viti *et al*., 2011, 2012, 2013). This methodology relies on the assumption that past and future seismic activity are closely related to the development of tectonic processes, mostly controlled by the interaction between the Adriatic plate and the surrounding orogenic belts (i.e., Hellenides, Dinarides, Alps, Apennines and Calabrian Arc).

In particular, the spatio-temporal distribution of the past strong events can significantly influence the location of the next earthquakes. Thus, the recognition of regularity patterns of seismicity in the central Mediterranean, in terms of migration of seismic activity and interrelation between seismic sources, may provide valuable information about the location of the future destructive shocks in Italy. Furthermore, a detailed knowledge of the post-early Pleistocene tectonic setting of the Apennines has allowed us to propose reliable explanations for the interaction among the main seismic zones of the Italian region. Then, the physical plausibility of the presumed interactions has been tested by numerical experiments based on the long-term and long-range post-seismic stress perturbation processes. The results of the above mentioned researches provide a sound basis for the identification of which sectors of the Italian region may first be affected by strong earthquakes, as described in detail by Mantovani *et al*. (2014).

References

Akinci A.; 2010: *HAZGRIDX: earthquake forecasting model for ML ≥ 5.0 earthquakes in Italy based on spatially smoothed seismicity*. Annals of Geophysics, **53**, 51-61.

Bakun W. H. et al.; 2005: *Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake*. Nature, **437**, 969-974.

Boschi E., Gasperini P., Mulargia F.; 1995: *Forecasting where larger crustal earthquakes are likely to occur in Italy in the near future*. Bull. Seismol. Soc. Am., **85**, 1475-1482.

Cicerone R.D., Ebel J.E. and Britton J.; 2009: *A systematic compilation of earthquake precursors*. Tectonophysics, **476**, 371-396.

Console R., Murru M., Falcone G.; 2010: *Probability gains of an epidemic-type aftershock sequence model in retrospective forecasting of M≥5 earthquakes in Italy*. J. Seismology, **14**, 9-26.

Faenza L., Marzocchi W.; 2010: *The Proportional Hazard Model as applied to the CSEP forecasting area in Italy*. Ann. Geophysics, **53**, 77-84.

Falcone G., Console R.,Murru M.; 2010: *Short-term and long-term earthquake occurrence models for Italy: ETES, ERS and LTST*. Annals of Geophysics, **53**, 41-50.

Freed A.M.; 2005: *Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **33**,335-367.

Freedman D. , Stark P.; 2003: *What is the Chance of an Earthquake?* NATO Science Series IV: Earth and Environmental Sciences, **32**, 201-213. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands.

Gulia L., Wiemer S., Schorlemmer D.; 2010: *Asperity-based earthquake likelihood models for Italy*. Ann. Geophysics, **53**, 63-75.

Jordan T.H. (Chair), Chen Y.T., Gasparini P., Madariaga R., Main I., Marzocchi M., Papadopoulos G., Sobolev G. A., Yamaoka K., Zschau J.; 2009: *Previsione probabilistica operativa dei terremoti: stato delle conoscenze e linee guida per l'utilizzo*. Commissione internazionale sulla previsione dei terremoti per la Protezione Civile, Sommario Esecutivo del 2/10/2009, 1-11.

Lombardi A.M., Marzocchi W.; 2010a: *A double-branching model applied to long term forecasting of Italian seismicity (M_L≥5.0) within the CSEP project*. Ann. Geophysics, **53**, 31-39.

Lombardi A.M., Marzocchi W.; 2010b: *The ETAS model for daily forecasting of Italian seismicity in the CSEP experiment*. Ann. Geophysics, **53**, 155-164.

Luen B, Stark P.B.; 2008: *Testing earthquake predictions*. IMS Collections Probability and Statistics: Essays in Honor of David A. Freedman, **2**, 302–315.

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.; 2012: *Middle term prediction of earthquakes in Italy: some remarks on empirical and deterministic approaches*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **53**, 89-111.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., Cenni N., Baglione M., D'Intinosante V.; 2014: *Recognition of peri-Adriatic seismic zones most prone to next major earthquakes: insights from a deterministic approach*. In: D'Amico S., Ed., Earthquakes and Their Impact on Society, Springer Natural Hazard, Berlin, in press.

Marzocchi W.; 2008*: Earthquake forecasting in Italy, before and after the Umbria-Marche seismic sequence 1997*. A review of earthquake occurrence modeling at different spatio-temporal magnitude scales. Ann. Geophysics, **51**, 405-416.

Marzocchi W., Zechar J.D.; 2011; *Earthquake forecasting and earthquake prediction: different approaches for obtaining the best model*. Seism. Res. Letters, **82**, 442-448.

Marzocchi W., Murru M., Lombardi A.M., Falcone G., Rodolfo Console R.; 2012: *Daily earthquake forecasts during the May-June 2012 Emilia earthquake sequence (northern Italy)*. Ann. Geophysics, **55**, 561-567.

Mulargia F., Gasperini P.; 1995: *Evaluation of the applicability of the time- and slip-predictable earthquake recurrence models to Italian seismicity*. Geophys. J. Int., **120**, 453-473.

Mulargia F., Geller R.J.; 2003: *Earthquake science and seismic risk reduction*. NATO Science Series, vol 32, Kluwer Academic Publ., pp. 1-338.

Ogata Y.; 2011: *Significant improvements of the space-time ETAS model for forecasting of accurate baseline seismicity*. Earth Planets Space, **63**, 217-229.

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).

Schorlemmer D., Christophersen A., Rovida A., Mele F., Stucchi M., W. Marzocchi; 2010: *Setting up an earthquake forecast experiment in Italy*. Ann. Geophysics, **53**, 1-9.

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.

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.

Tiampo K.F., Shcherbakov R.; 2012: *Seismicity-based earthquake forecasting techniques: Ten years of progress*. Tectonophysics, **522-523**, 89-121.

Valensise G., Amato A., Montone P., Pantosti D.; 2003: *Earthquakes in Italy: past, present and future*. Episodes, **26**, 245-249.

Vere-Jones D.; 2006: *The development of statistical seismology: A personal experience*. Tectonophysics, **413**, 5-12.

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.

Viti M., Mantovani E., Cenni N., Vannucchi A.; 2013: *Interaction of seismic sources in the Apennine belt*. Phys. Chem. Earth, **63**, 25-35.

sessione 2.2

Effetti di sito
e microzonazione sismica

Convenor: F. Pacor e G. Naso

IN-SPECTOR: UN SOFTWARE DI SUPPORTO ALLA SELEZIONE DI ACCELEROGRAMMI NATURALI SPETTROCOMPATIBILI PER ANALISI GEOTECNICHE E STRUTTURALI

G. Acunzo, A. Pagliaroli, G. Scasserra
CNR – IGAG, Roma

Introduzione. Il software *In-Spector* è stato progettato per fornire supporto ad utenti esperti nella selezione di accelerogrammi naturali, compatibili con uno spettro obiettivo, da utilizzare nelle analisi dinamiche di sistemi geotecnici e strutturali. Nel lavoro, dopo la descrizione della procedura proposta per la scelta degli accelerogrammi, si illustrano le principali funzionalità del software e un esempio applicativo.

Selezione di accelerogrammi naturali spettrocompatibili. La selezione di accelerogrammi compatibili con uno spettro obiettivo, da utilizzare come *input* per analisi dinamiche, è un argomento attualmente molto dibattuto nella letteratura scientifica nazionale e internazionale, sia in campo strutturale che geotecnico (ad es. Bommer e Acevedo, 2004; Iervolino *et al*., 2008; Pagliaroli e Lanzo, 2008; Scasserra *et al*., 2009). A livello nazionale va ricordato che le Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC-08) non consentono l'uso di accelerogrammi artificiali per applicazioni geotecniche, come riportato al § 3.2.3.6 delle norme stesse e al § C3.2.3.6 della Circolare applicativa (C.S.LL.PP, 2009), mentre ammettono l'utilizzo di segnali simulati e naturali. L'uso di questi ultimi è generalmente preferito in quanto consente di disporre di segnali più realistici in termini di contenuto in frequenza, durata, numero di cicli e di correlazione tra le componenti orizzontali e verticali del moto sismico.

La metodologia proposta per la selezione degli accelerogrammi naturali, è divisa secondo le seguenti fasi:

a) pre-selezione delle registrazioni accelerometriche dalle banche dati disponibili sulla base di parametri sismologici (principalmente coppie magnitudo-distanza);
b) calcolo, per ciascuna registrazione, dello spettro di risposta e del relativo parametro D_{rms} rispetto alla forma spettrale obiettivo nel campo di periodi di interesse;
c) calcolo del fattore di scala F_S da applicare a ciascuna registrazione;
d) individuazione di un sottoinsieme di segnali accelerometrici sulla base di determinati valori di soglia di D_{rms} e F_S scelti in modo da garantire una adeguata numerosità del campione;
e) scelta definitiva di 7 segnali accelerometrici a partire dal sottoinsieme di cui al punto precedente sulla base di ulteriori criteri di selezione (esame di parametri del moto sismico aggiuntivi quali durata, Intensità di Arias etc.);
f) calcolo dello spettro medio dei 7 segnali selezionati al punto precedente e verifica di compatibilità spettrale con lo spettro obiettivo.

Mentre la preselezione delle registrazioni (fase a) è volutamente affidata all'utente ed è effettuata esternamente al codice *In-Spector*, i restanti *step* sono automatizzabili attraverso il software.

Le fasi costituenti la procedura di selezione dell'input proposta sono di seguito esaminate in maggior dettaglio.

a) pre-selezione delle registrazioni accelerometriche dalle banche dati. Quando si ricercano accelerogrammi naturali sulla base di parametri sismologici (magnitudo, distanza dal sito, dominio tettonico etc.) vanno considerati i seguenti aspetti (Bommer e Acevedo, 2004):

- la magnitudo costituisce il parametro più importante nella ricerca in quanto influenza fortemente il contenuto in frequenza (quindi la forma spettrale) e la durata del moto sismico;
- la distanza ha una minore influenza sulla forma spettrale mentre condiziona sensibilmente l'ampiezza del moto; tuttavia su quest'ultima si può agire applicando un fattore di scala all'accelerogramma;

- il regime tettonico gioca generalmente un ruolo secondario rispetto alla magnitudo e alla distanza sorgente-sito; in particolare non esistono evidenze sperimentali di sensibili e sistematiche differenze quantitative tra i parametri del moto associati a eventi estensionali e quelli relativi a meccanismi trascorrenti, mentre maggiori ampiezze sono generalmente associate a faglie inverse; tuttavia tali incrementi sembrano essere dell'ordine del 15% nel campo di valori del periodo compresi tra 0.1 e 1 s.

La ricerca degli accelerogrammi naturali è quindi effettuata nelle banche dati disponibili principalmente sulla base di coppie magnitudo-distanza desunte da studi sismotettonici e di sismicità storica (ad es. Pagliaroli e Lanzo, 2008) e, subordinatamente, dello stile tettonico. Altro aspetto essenziale sono le condizioni di sottosuolo della stazione di registrazione. Se, ad esempio, lo scopo della selezione è quello di selezionare *input* per analisi di risposta sismica locale, la ricerca sarà effettuata con riferimento a registrazioni su affioramento roccioso con piano campagna orizzontale cioè, con riferimento alle NTC-08, categoria di sottosuolo A ($V_{S,30}$≥800 m/s) e categoria topografica T1. Inoltre, la ricerca è effettuata limitatamente ai segnali *free-field* cioè con riferimento a strumenti installati ad adeguata distanza da strutture (edifici, dighe, ecc.).

Ove non sia possibile soddisfare contemporaneamente tutti i predetti criteri (cioè magnitudo, distanza, categoria di sottosuolo e meccanismo di faglia ordinate in ordine di importanza decrescente), si può rinunciare al vincolo imposto dai parametri gerarchicamente meno importanti. Ad esempio laddove non sia disponibile un adeguato numero di registrazioni *free-field*, possono essere ammesse anche quelle relative a stazioni installate in prossimità o al piano terra di edifici.

Analogamente la scarsità di registrazioni disponibili può rendere necessario estendere la ricerca anche a meccanismi di faglia diversi da quello considerato e a condizioni di sottosuolo diverse. Ad esempio per la risposta locale si può estendere la ricerca anche alla categoria di sottosuolo B (terreni rigidi) con valori di $V_{S,30}$ comunque prossimi a quelli relativi alla categoria A (ad es. $V_{S,30}$>600 m/s).

Esistono numerose banche dati accessibili gratuitamente sul web. A titolo di esempio si citano la banca dati di segnali accelerometrici italiani ITACA (Italian Accelerometric Archive - http://itaca.mi.ingv.it/ItacaNet/), la banca dati greca ITSAK (http://www.itsak.gr/en/main), quella europea ESD - European Strong-Motion Database (http:\\www.isesd.cv.ic.ac.uk\ESD\), quella mondiale del PEER (Pacific Earthquake Engineering Research Center - (http://peer.berkeley.edu/peer_ground_motion_database).

b) calcolo del D_{rms} . Il parametro D_{rms} consente un giudizio quantitativo sulla similitudine tra due forme spettrali ed è definito come la media degli scarti quadratici medi tra le corrispondenti accelerazioni spettrali (Bommer e Acevedo, 2004):

$$D_{rms} = \frac{1}{N}\sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{SA_0(T_i)}{PGA_0} - \frac{SA_S(T_i)}{PGA_S}\right)^2}$$

dove N è il numero di periodi in corrispondenza dei quali sono specificate le forme spettrali, $SA_0(Ti)$ è l'accelerazione spettrale al periodo T_i relativa all'accelerogramma selezionato, $SA_S(Ti)$ è l'accelerazione spettrale dello spettro obiettivo al medesimo periodo, PGA_0 e PGA_S sono rispettivamente l'accelerazione di picco dell'accelerogramma e il punto di ancoraggio dello spettro obiettivo. Questo parametro quantifica lo scostamento tra le forme spettrali e non la differenza in ampiezza. I valori D_{rms} sono calcolati per tutti gli accelerogrammi selezionati al punto a) nel campo di valori del periodo di interesse, dove occorre garantire la condizione di spettrocompatibilità.

c) calcolo del fattore di scala F_S. I segnali selezionati al punto precedente sono scalati nel dominio del tempo attraverso un fattore moltiplicativo costante F_S. Quest'ultimo può essere definito in termini di accelerazione massima o PGA:

$$F_s = \frac{PGA_S}{PGA_0}$$

dove PGA_S=punto di ancoraggio dello spettro obiettivo e PGA_0= accelerazione di picco dell'accelerogramma registrato. In alternativa, se il campo di interesse comprende valori del periodo medio-alti può essere opportuno introdurre un fattore di scala definito in termini di accelerazione spettrali:

$$F_s = \frac{SA_S(T)}{SA_0(T)}$$

dove $SA_S(T)$= accelerazione spettrale dello spettro obiettivo in corrispondenza del periodo T (scelto opportunamente nel campo di interesse) e $SA_0(T)$ = accelerazione spettrale dell'accelerogramma registrato in corrispondenza del medesimo valore del periodo.

d) individuazione di un primo sottoinsieme di segnali accelerometrici. Bassi valori di D_{rms} indicano un buon accordo tra le forme spettrali mentre quanto più il fattore di scala è prossimo all'unità tanto maggiore è l'accordo quantitativo tra le ampiezze spettrali. Valori di F_S prossimi all'unità rappresentano quindi le condizioni di scelta ottimale. È comunque sconsigliata l'applicazione di fattori di scala troppo elevati in quanto ciò conduce a contenuti di energia irrealistici per cui è opportuno utilizzare un F_S compreso al più tra 0.25 e 4, preferibilmente tra 0.5 e 2 (Krinitszky e Chang, 1979; Vanmarke, 1979).

Per quanto riguarda il parametro D_{rms}, Bommer e Acevedo (2004) suggeriscono valori massimi dell'ordine di 0.10 se la selezione degli accelerogrammi è effettuata con lo scopo di riprodurre uno spettro di progetto indipendentemente dai valori dei parametri sismologici mentre valori più elevati (indicativamente minori di 0.20) possono essere accettati se la ricerca è effettuata sulla base di criteri sismologici (sulla base cioè di una coppia magnitudo-distanza) e presenta quindi criteri più restrittivi. Naturalmente la scelta dei valori limite di D_{rms} e F_S deve comunque essere tale da assicurare un numero adeguato di accelerogrammi.

e) scelta definitiva di un set di 7 segnali accelerometrici. A partire dal sottoinsieme individuato al punto precedente, al fine di arrivare alla scelta definitiva di un *set* di 7 segnali accelerometrici, sono generalmente adottati, ove possibile, ulteriori criteri di selezione basati sulle seguenti accortezze:

i. evitare la presenza delle due componenti di una stessa registrazione;
ii. evitare la presenza di più registrazioni relative ad una stessa stazione o ad uno stesso terremoto;
iii. controllo su altri parametri del moto sismico significativi per il problema in esame.

Con riferimento al punto iii), ad esempio, se l'obiettivo della selezione è quello di definire un *input* per analisi di stabilità in condizioni sismiche di pendii o opere in terra, è opportuno il controllo su parametri quali durata significativa e Intensità di Arias. Quest'ultimo può essere effettuato confrontando i valori caratteristici di ciascuna registrazione con i valori attesi calcolati a partire dal terremoto di scenario mediante l'applicazione di una legge di attenuazione, ad es. la relazione di Bommer *et al*. (2009) per quanto riguarda la durata significativa d_s o la relazione di Travasorou *et al*. (2003) per quanto riguarda l'Intensità di Arias.

Applicando il controllo sui parametri del moto sismico è possibile escludere alcune registrazioni che presentano valori di durata e/o Intensità di Arias anomali rispetto al campo individuato dalle leggi di attenuazione.

Applicando i criteri summenzionati, si giunge alla scelta definitiva di un insieme di 7 segnali accelerometrici.

f) calcolo dello spettro medio dei segnali selezionati e verifica della compatibilità spettrale. La verifica della compatibilità spettrale impone che lo spettro medio dei segnali selezionati sia il più possibile sovrapponibile a quello obiettivo, con particolare attenzione all'intervallo di periodo di interesse. Come condizione di spettrocompatibilità si propone quella delle NTC-08:

la media degli spettri selezionati non deve presentare uno scarto in difetto superiore al 10% rispetto alle ordinate dello spettro di riferimento nel campo di periodi di interesse.

La selezione dei segnali sulla base di valori di soglia di F_S e D_{rms} assicura normalmente un buona compatibilità spettrale. Tuttavia se lo spettro medio dei segnali scelti presenta uno scarto maggiore al 10% rispetto a quello obiettivo per alcuni valori del periodo, il vincolo di spettro-compatibilità può essere facilmente rispettato aumentando i fattori F_S (di tutti i segnali o di alcuni) mantenendosi ovviamente all'interno dei valori accettabili per la scalatura già discussi nella fase c).

Il software *In-Spector.* *Generalità*. Il software *In-Spector* è stato progettato per fornire supporto ad utenti esperti nel processo di selezione di accelerogrammi naturali compatibili con uno spettro obiettivo, da utilizzare per analisi dinamiche di sistemi geotecnici e strutturali.

Il programma consente di importare accelerogrammi in formato PEER, ITACA, ESD e libero. In accordo alla procedura esposta nel paragrafo precedente, per ciascun accelerogramma è possibile:

- calcolare i principali parametri del moto sismico (PGA, spettro di risposta, Intensità di Arias, durata significativa, ecc.);
- calcolare, per uno specificato intervallo di periodi, lo scostamento tra lo spettro di risposta e lo spettro obiettivo attraverso il parametro D_{rms};
- calcolare il fattore F_S per scalare lo spettro di una registrazione alla PGA obiettivo o ad un generico valore di accelerazione spettrale dello spettro obiettivo.

Sulla base dell'esame dei parametri precedenti, l'utente può selezionare una combinazione di *n* accelerogrammi per la quale il codice consente il confronto grafico tra lo spettro di risposta medio della selezione operata e lo spettro obiettivo.

In caso di mancata spettrocompatibilità l'utente può intervenire iterativamente fino al soddisfacimento della stessa, variando la selezione e/o variando i fattori di scala applicati.

Il programma esporta i risultati (accelerogrammi e spettri della selezione effettuata, tabella riassuntiva della selezione) in formato testo (txt) e Microsoft Excel.

Installazione. Il codice richiede che sul PC sia installato il set di librerie MATLAB Compiler Runtime (MCR) – version 8.1 (R2013a), disponibile gratuitamente per sistemi a 32 e 64 bit al sito http://www.mathworks.it/products/compiler/mcr/.

L'installazione delle librerie non è necessaria se sulla macchina è già installata una copia di MATLAB versione R2013a, mentre è opportuna in tutti gli altri casi (anche in caso di versioni più recenti installate) al fine di garantire un corretto funzionamento. Una volta completato il *setup* delle librerie, è sufficiente eseguire il programma lanciando un eseguibile. Se si desidera esportare i risultati in formato Microsoft Excel, è inoltre necessario che sulla macchina sia preinstallato Microsoft Excel.

Importazione dati. Il primo passo consiste nell'importazione dello spettro obiettivo caricando, mediante il pulsante "target spectrum" nel pannello di controllo (Fig. 1), un file in formato testo costituito da due colonne (periodo in secondi, accelerazione spettrale in g). Tale file può anche contenere una prima riga di testo che verrà interpretata dal programma come descrizione e aggiunta come titolo del grafico.

Successivamente è possibile importare gli accelerogrammi. Il codice riconosce i segnali in formato ITACA, PEER, ESD e libero (definibile dall'utente). L'importazione avviene caricando la cartella in cui sono contenuti gli accelerogrammi; è necessario che i segnali appartenenti a diversi database siano contenuti in cartelle diverse.

È opportuno sottolineare che la selezione degli accelerogrammi deve essere fatta dall'utente utilizzando i database disponibili o proprie banche dati: *In-Spector*, infatti, non contiene alcuna banca dati di segnali accelerometrici.

All'importazione il programma calcola automaticamente gli spettri di risposta applicando il fattore di smorzamento strutturale specificato in "Settings" (Fig. 2, valore di default 5%).

Elaborazione dati. L'elaborazione e la selezione dei segnali avvengono utilizzando le due

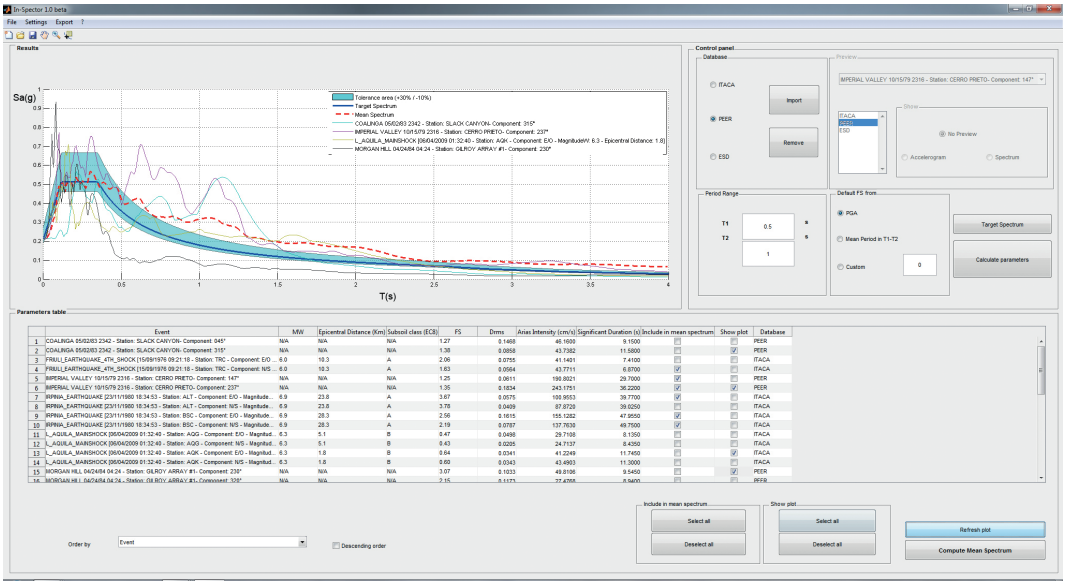


Fig. 1 – Schermata illustrativa dell'ambiente principale di lavoro del software In-Spector: in alto a sinistra la finestra per la visualizzazione degli spettri di risposta, in alto a destra il pannello di controllo per la definizione delle principali impostazioni, in basso la tabella riassuntiva che riporta i parametri di identificazione e del moto sismico dei segnali accelerometrici.

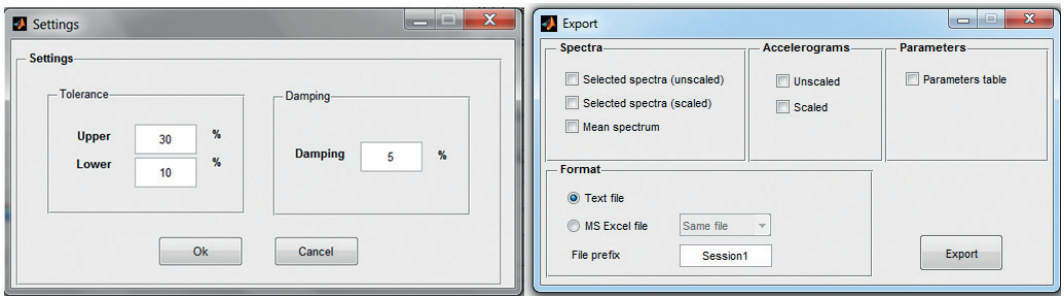


Fig. 2 – Impostazioni avanzate (sinistra) ed opzioni per l'esportazione della selezione di accelerogrammi effettuata (destra).

finestre principali che costituiscono, insieme al *Control Panel*, l'ambiente principale di lavoro del software (Fig. 1): il grafico *Results* e la *Parameters Table*.

Nella "Tabella Parametri" sono mostrati per ciascun accelerogramma (identificato da evento, data, stazione, componente, magnitudo Mw, distanza sorgente-stazione, classe di sottosuolo della stazione in accordo a EC8), i parametri del moto sismico calcolati: F_S, D_{rms}, Intensità di Arias I_a, durata significativa d_s. I parametri sono calcolati su tutti i segnali importati premendo "calculate parameters". Il D_{rms} è calcolato con rifermento all'intervallo di valori del periodo specificato nel pannello di controllo.

Gli accelerogrammi possono essere ordinati per F_S/D_{rms}/I_a/d_s/Mw crescenti o decrescenti attraverso il menù a tendina in basso. Un segnale può essere incluso nella selezione spuntando il corrispondente box nella colonna *include in mean spectrum* mentre può essere solo visualizzato senza essere incluso spuntando *show plot* (Fig. 1). E' anche possibile eliminare definitivamente uno o più segnali dall'elenco selezionandoli e scegliendo il comando *delete* dal menù attivabile con il tasto destro del mouse.

Effettuata la selezione è possibile calcolare attraverso il comando *compute mean spectrum* lo spettro medio degli accelerogrammi selezionati; quest'ultimo è confrontato visivamente nel grafico *Results* con lo spettro obiettivo e i corrispondenti limiti di tolleranza specificati.

Se la selezione non soddisfa l'utente è possibile modificarla. A tal fine il codice consente di:

- visualizzare lo spettro di uno o più segnali non inclusi nella selezione (spuntando il corrispondente box *show plot*) per valutarne graficamente lo scostamento rispetto allo spettro obiettivo e alla media della selezione (Fig. 1);
- cambiare il fattore di scala F_S dei segnali digitando il valore desiderato nella colonna corrispondente (è possibile ripristinare il valore originale di F_S tramite il comando *Restore default values* attivabile dal tasto destro del mouse); cambiato il fattore di scala per aggiornare la media occorre premere di nuovo *compute mean spectrum*.

Sulla finestra *Results* cliccando con il tasto destro del mouse sul grafico si attiva un menù dal quale è possibile modificare i limiti di periodi per il grafico (scegliendo tra tutti i valori dello spettro, l'intervallo di interesse o personalizzando i limiti), attivare o disattivare la scala logaritmica per uno o entrambi gli assi.

In alto a destra si trovano le impostazioni principali del *Control Panel*: intervallo di periodi nel quale verificare la spettrocompatibilità, tipo di fattore di scala applicato (in termini di accelerazione di picco o di accelerazione spettrale), funzioni di *preview* dei segnali accelerometrici. Altre impostazioni sono invece accessibili dal menù *settings* nella barra dei menù: fattore di smorzamento strutturale per il calcolo degli spettri di risposta e limiti di tolleranza superiore e inferiore da adottare nel giudizio di spettrocompatibilità (Fig. 2).

Esportazione dati.

È possibile salvare in un file .SPE i segnali importati e l'eventuale selezione effettuata. Attraverso il comando *Export* accessibile nella barra dei menù è invece possibile esportare la selezione effettuata. Mediante una opportuna finestra di dialogo (Fig. 2), il codice consente di esportare in formato testo ed Excel:

- accelerogrammi in forma scalata/non scalata
- spettri di risposta in forma scalata/non scalata
- spettro medio
- tabella riepilogativa della selezione effettuata.

Esempio applicativo. Nel presente esempio viene riportata l'applicazione della procedura di selezione di accelerogrammi naturali con riferimento alla definizione dell'input per l'analisi della risposta sismica locale di un sito ubicato nella città di Arezzo. Lo spettro di riferimento è quello relativo ad un tempo di ritorno T_R=712 anni per classe di sottosuolo A e categoria topografica T1, mentre gli intervalli di magnitudo e distanza derivanti dall'analisi della sismicità storica e dallo studio di inquadramento sismotettonico sono M=5.7-6.7 e D=30-70 km. La preselezione di cui alla fase a) precedentemente citata è stata effettuata nelle banche dati ITACA e PEER, dalle quali sono stati estratti i segnali corrispondenti ai criteri considerati. Per aumentare la numerosità del campione è stato ignorato lo stile tettonico e sono state incluse anche le registrazioni su sottosuolo di categoria B con $V_{S,30}$>600 m/s. Le registrazioni selezionate rappresentano gli input di partenza per l'utilizzo del software *In-Spector*.

Successivamente alla preselezione dalle banche dati, sono state quindi avviate le fasi automatizzabili nel codice di calcolo, a partire dal caricamento dello spettro di risposta di riferimento, richiamando il relativo file di testo attraverso la funzione *Target Spectrum*.

Sono stati quindi importati i file dei segnali accelerometrici derivati dalla preselezione, impostando come intervallo di periodi di interesse T=0.2-2.0 s. Definito l'intervallo, premendo *Calculate Parameters* sono stati calcolati il D_{rms} (relativo all'intervallo di periodi specificato), il fattore di scala Fs in termini di PGA e tutti i parametri del moto sismico citati in precedenza, che sono visualizzati nella tabella *Parameters Table*. A questo punto, si è proceduto ad ordinare i segnali in base al valore di Fs, in modo da poter eliminare quelli con fattore di scala superiore al valore limite assunto, nel caso specifico pari a 4, ottenendo quindi il primo sottoinsieme di

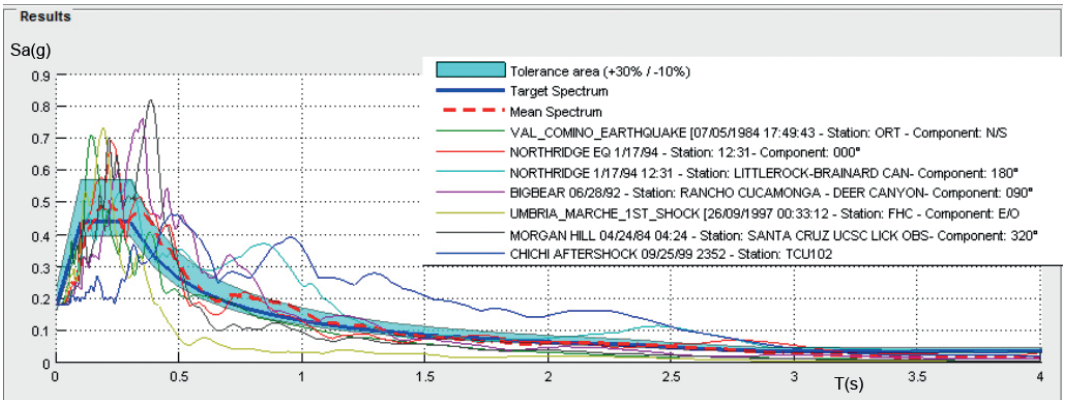


Fig. 3 – Esempio applicativo: confronto tra lo spettro obiettivo e media dei sette accelerogrammi selezionati ai fini del controllo di spettrocompatibilità nell'intervallo di periodi selezionato (0.2-2.0 s); sono altresì riportati gli spettri dei singoli accelerogrammi costituenti la selezione.

cui alla fase d) della metodologia proposta.

I restanti segnali sono stati quindi ordinati in base a valori crescenti del D_{rms}, ottenendo così nella parte iniziale dell'elenco i file corrispondenti alle forme spettrali maggiormente compatibili con quello obbiettivo nell'intervallo di periodi di interesse.

Partendo dall'alto sono stati quindi selezionati i primi 7 accelerogrammi della tabella, evitando quanto più possibile le ripetizioni e verificando l'ammissibilità dei corrispondenti valori dei parametri del moto sismico (fase e), con successivo calcolo dello spettro medio.

La procedura fin qui descritta ha portato alla selezione di cui alla Figura 3 nella quale è riportato il confronto tra lo spettro medio della selezione e quello obiettivo.

Verificata quindi la compatibilità spettrale in tutto l'intervallo di periodi, si è proceduto a salvare la selezione nel formato *.SPE* generato da *In-Spector*. Attraverso il comando *Export*, infine, è stato possibile salvare in formato *Excel* spettri ed accelerogrammi, sia in versione scalata che non scalata, nonché la tabella riassuntiva dei parametri, dalla quale è stata ottenuta la Tab. 1.

Tab. 1 - Caratteristiche degli accelerogrammi selezionati (nella colonna D: *=distanza epicentrale, **distanza di Joyner-Boore).

Evento	Data	Stazione	Mw	D (km)	Comp.	PGA (g)	FS	Banca dati
Umbria-Marche	26/09/1997	Forca Canapine	5.7	30.3*	EW	0.065	2.81	ITACA
Val Comino	07/05/1984	Ortucchio	5.9	32.8*	NS	0.058	3.13	ITACA
Morgan Hill	24/04/1984	Santa Cruz	6.2	45.6**	320	0.076	2.40	PEER
Big Bear	28/06/1992	Rancho Cucamonga	6.5	69.1*	090	0.051	3.54	PEER
Northridge	17/01/1994	Antelope Buttles	6.7	46.7**	000	0.046	3.98	PEER
Northridge	17/01/1994	Little Rock	6.7	46.3**	180	0.060	3.02	PEER
Chi ChiAftershock	25/09/1999	TCU102	6.3	34.0**	E	0.049	3.73	PEER

Bibliografia

Bommer J.J., Acevedo A.B.; 2004: *The use of real earthquake accelerograms as input to dynamic analysis*. Journal of Earthquake Engineering , 8, 4, pp. 1-50.

Bommer J.J., Stafford P.J., Alarcon J.E.;2009: *Empirical Equations for the Prediction of the Significant, Bracketed, and Uniform Duration of Earthquake Ground Motion*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol:99, ISSN:0037-1106, Pages:3217-3233.

C.S.LL.PP.; 2009: *Istruzioni per l'applicazione delle "Nuove norme tecniche per le costruzioni" di cui al decreto ministeriale 14 gennaio 2008*. Circolare 2 febbraio 2009 (GU n. 47 del 26-2-2009 - Suppl. Ordinario n.27), n. 617.

Iervolino I., Manfredi G., Cosenza E.; 2008: *Eurocode 8 compliant real records sets for seismic analysis of structures*. Earthquake Eng. & Structural Dynamics, 12, 1, pp. 54-90.

Krinitszky E.L., Chang F. K.; 1979: *Specifying peak motions for design earthquakes*. State-of-Art for Assessing Earth. Hazards in the U.S., paper S-73-1, US Army Corps of Engineers, Vicksburg, Mississippi.

Pagliaroli A., Lanzo G.; 2008*: Selection of real accelerograms for the seismic response analysis of the historical town of Nicastro (Southern Italy) during the March 1638 Calabria earthquake*. Engineering Structures, 30, 2211-2222.

Scasserra G., Stewart J.P., Kayen, R., Lanzo G.; 2009*: Database for earthquake strong motion studies in Italy*, Journal of Earthquake Engineering, 13, 6, 852-881.

Travasarou, T., Bray J. D., Abrahamson N. A.; 2003: *Empirical attenuation relationship for Arias intensity.* Earthq. Eng. Sturct. Dynam. 32, 1133–1155, doi10.1002/eqe.270

Vanmarke E. H.; 1979: *State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States: representation of eartquake groun motion: scaled accelerograms and equivalent response spectra*. Miscellaneous paper S-73-1, Report 14, U. S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.

UNA PROCEDURA PER LA VALUTAZIONE DELLA MAGNITUDO DI RIFERIMENTO PER LO STUDIO DELLA LIQUEFAZIONE

D. Albarello

Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università degli Studi di Siena

Introduzione. Le possibilità che un dato evento sismico sia in grado di dare origine a fenomeni di liquefazione dipende dalla intensità e dalla durata dello scuotimento attesi. La determinazione di questi elementi viene effettuata a partire da analisi di pericolosità sismica condotte utilizzando modelli di tipo probabilistico, finalizzate a determinare il livello di verosimiglianza associato ai diversi possibili scuotimenti attesi, a partire da dati relativi alla sismicità passata e dati di altra natura (zone sismogenetiche, relazioni di attenuazione, ecc.).

Le metodologie note in letteratura e recepite in documenti tecnico scientifici e normativi (per l'Italia vedi Norme AGI 2005, NTC 2008, ICMS 2008) tengono conto di questi aspetti definendo una magnitudo di soglia (tipicamente M=5), al di sopra della quale si ritiene (insieme ad altre condizioni) si debbano intraprendere analisi di valutazione della liquefazione.

In particolare, le condizioni che i documenti tecnici citati riportano che la verifica della suscettibilità alla liquefazione sono sinteticamente le seguenti:

- **C1.** nella successione litologica sono presenti orizzonti di terreni non coesivi saturi (limi sabbiosi, sabbie, sabbie limose, sabbie ghiaiose, sabbie argillose e ghiaie sabbiose) ad una profondità inferiore a 20 m dal p.c. Se si hanno dati disponibili è possibile anche rilevare la presenza nella successione litologica di orizzonti di terreni non coesivi con particelle di determinato e prefissato diametro;
- **C2.** falda acquifera ad una profondità media stagionale inferiore a 15 m dal p.c.;
- **C3.** eventi sismici attesi al sito devono essere caratterizzati da valori magnitudo $M_w \geq 5$ ($I_{rif} \geq$VII) e da PGA di riferimento $a_{max} \geq 0{,}1g$ ($I_{MCS} \geq$VII)

Le norme e le indicazioni tecniche non specificano come viene individuata la magnitudo di soglia, non viene indicata la distanza dell'evento al quale si riferisce la magnitudo di soglia e non viene espresso quale sia il rapporto tra la stessa magnitudo di soglia e il valore della PGA che viene utilizzato nella maggior parte delle metodologie per il calcolo della pericolosità di liquefazione.

Viene qui proposta una metodologia basata sull'uso diretto delle osservazioni macrosismiche relative ai terremoti che in passato hanno interessato il sito di studio (storia sismica di sito) e che costituiscono la maggior parte delle informazioni disponibili sulla sismicità del territorio italiano.

Metodologie impiegate per il calcolo della M_w per la valutazione dei fenomeni di liquefazione. Le metodologie generalmente utilizzate per gli studi di liquefazione sono riportate sinteticamente in questo capitolo, evidenziando per ciascuna, le criticità insite nel metodo.

La M_w (magnitudo momento), nell'ambito degli studi di liquefazione, è una grandezza legata al processo fisico del terremoto (durata) e al numero di cicli di carico e scarico dei depositi investiti della onde sismiche. Quindi è preferibile scegliere una magnitudo di riferimento molto vicina all'area in studio.

Tra i metodi classici di calcolo della M_w ai fini della valutazione della suscettibilità alla liquefazione, ognuno dei quali ha dei vantaggi e delle controindicazioni, si ricordano:

- Massima magnitudo dal catalogo DBMI11 (Rovida *et al*., 2011);
- Criteri del *cut-off* magnitudo-distanza;
- Massima magnitudo delle zone sismogenetiche e disaggregazione ICMS (2008).

La massima magnitudo di un catalogo storico comporta che la scelta sia completamente deterministica. La maggior parte delle magnitudo, riportate nei cataloghi, derivano da conversioni empiriche I_{mcs}-M e dunque, possono presentare delle incertezze proprie di queste trasformazioni.

La magnitudo, definita con i criteri del *cut-off* magnitudo-distanza, comporta ancora una scelta deterministica. Tuttavia, le curve sono costruite con dati di terremoti storici su cui gravano le incertezze sull'epicentro e l'effettiva grandezza.

La magnitudo che deriva dalla disaggregazione è legata a uno studio probabilistico, ma, per come sono state costruite le zone sismogenetiche italiane (molto grandi), può essere scarsamente rappresentativa dell'area di studio.

Magnitudo Massima (M_{wmax}) dal catalogo DBMI11. Il catalogo DBMI11 contiene dati relativi a 1681 terremoti con relative M_w tratte dal catalogo CPTI11 (Rovida *et al*., 2011), e in particolare relativi a:

a) 1484 terremoti i cui dati sono stati utilizzati per determinare i parametri riportati in CPTI11;
b) 197 terremoti etnei, i cui dati non sono stati utilizzati per determinare i parametri riportati in CPTI11, in quanto i relativi parametri sono stati adottati direttamente dal Catalogo Macrosismico dei Terremoti Etnei (CMTE; http://www.ct.ingv.it/ufs/macro).

Per la costruzione di DBMI11 sono stati considerati i dati provenienti dagli studi disponibili a tutto il 2007:

- DBMI04 (Stucchi *et al*., 2007);
- CFTI4med (Guidoboni *et al*., 2007);
- Studi storico-macrosismici e rilievi macrosismici di autori INGV;
- Catalogo Macrosismico dei Terremoti Etnei (CMTE);
- Studi storico-macrosismici pubblicati da altri autori;
- Selezione di dati del bollettino macrosismico INGV.

La pagina di consultazione è http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/query_place/.

Criteri del cut-off *magnitudo-distanza*. La distanza oltre la quale i fenomeni di liquefazione verosimilmente non accadono può essere definita plottando la distanza epicentrale dell'area in esame (R) e la magnitudo (M_w).

In letteratura esistono molte relazioni che descrivono queste curve "limite" denominate curve di *cut-off*. Le più utilizzate sono quelle di Seed *et al*. (1984), di Ambraseys (1988) e di Galli (2000). In base a queste curve è possibile determinare empiricamente la magnitudo di riferimento per i metodi di calcolo della pericolosità di liquefazione. Un esempio di utilizzo può essere descritto analizzando i dati della Tab. 1, costruita con la relazione di Seed *et al*. (1984).

Dalla tabella si evince che, se il terremoto considerato ha una M=5, affinché l'area in studio possa rientrare nelle condizioni C1-C3 riportate sopra dovrà trovarsi a una distanza inferiore a 15 km dall'epicentro.

Di seguito si riportano le 3 relazioni:

Tab. 1 - Relazione empirica di Seed *et al*. (1984) - Log_{10} R=0.463* M_w -1.14.

Distanza R (km)	M_w
15	5
25	5.5
43	6
74	6.5
126	7
215	7.5
366	8

Tab. 2 - Relazione empirica di Ambraseys (1988) - Mw = 4.64+2.65*10-3*R+0.99* log10R.

Distanza R (km)	M_w
2	5
7,5	5.5
30	6
60	6.5
150	7
200	7.5
300	8

Tab. 3 - Relazione empirica di Galli (2000, dati riferiti al solo territorio italiano) - Me ≈ M_w= 2.75+2.0*Log10R.

Distanza R (km)	M_w
15	5
24	5.5
45	6
75	6.5
120	7

Magnitudo massima (M_{wmax}) delle zone sismogenetiche e disaggregazione ICMS (2008). Un metodo semplice per stimare quale sia il valore di M_w da considerare ai fini delle valutazioni per le verifiche di liquefazione per l'area o la microzona di interesse, è il seguente:

- si considera la zonazione sismogenetica (ZS9; INGV, 2009), secondo la quale la sismicità è distribuita in 36 zone sismogenetiche, a ciascuna delle quali è associata una magnitudo massima M_{wmax}.
- per i siti che ricadono in una delle 36 zone sismogenetiche, si assume come M_w il valore della magnitudo massima M_{wmax} (Tab. 4), associato ad ogni zona.
- come si evince dalla Tab. 4 tutti i siti che ricadono nelle zone sismogenetiche hanno una M_{wmax}>5 e quindi tutti i siti rispettano la condizione C3.
- per i siti che non ricadono in alcuna zona sismogenetica si determinano le minime distanze (Ri) dalle zone sismogenetiche circostanti (i) e si verifica per ciascuna di esse, se la magnitudo della zona sismogenetica considerata (Mi) è inferiore o superiore alla magnitudo fornita dalla relazione Msi=1+3log(Ri). Nel caso in cui almeno una Msi, calcolata per le zone sismogenetiche circostanti, è inferiore alla Mi della stessa zona per la quale è stata calcolata Msi, si assume per Mw il valore di magnitudo più alto tra le magnitudo delle zone sismogenetiche circostanti (Mi=Mw); se invece tutte le Msi sono superiori alle Mi, si determina la Mw con il metodo della disaggregazione.

Fra i risultati forniti dallo studio condotto da INGV (Barani *et al*., 2009) c'è anche la disaggregazione (o deaggregazione) della pericolosità sismica, ovvero un'operazione che consente di valutare i contributi di diverse sorgenti sismiche alla pericolosità di un'area. La forma più comune di disaggregazione è quella bidimensionale in magnitudo e distanza (M-R) che permette di definire il contributo di sorgenti sismogenetiche a distanza R capaci di generare terremoti di magnitudo M. Dal momento che le mappe di pericolosità sismica sono state elaborate in termini di mediana della distribuzione dei valori di pericolosità ottenuti con diversi alberi logici, la disaggregazione è stata condotta adottando come input i modelli ed i valori dei parametri lungo un solo ramo dell'albero logico, al quale corrispondono i valori di pericolosità più prossimi a quelli mediani. Il risultato è fornito per 9 periodi di ritorno: 30, 50, 72, 100, 140, 200, 475, 1000 e 2500 anni.

Tab. 4 - Rappresentazione delle zone sismogenetiche e relative M_{wmax}.

Nome ZS	Numero ZS	Mwmax
Colli Albani, Etna	922, 936	5.45
Ischia-Vesuvio	928	5.91
Altre zone	901, 902, 903, 904, 907, 908, 909, 911, 912, 913, 914, 916, 917, 920, 921, 926, 932, 933, 934	6.14
Medio-Marchigiana/Abruzzese, Appennino Umbro, Nizza Sanremo	918, 919, 910	6.37
Friuli-Veneto Orientale, Garda-Veronese, Garfagnana-Mugello, Calabria Jonica	905, 906, 915, 930	6.60
Molise-Gargano, Ofanto, Canale d'Otranto	924, 925, 931	6.83
Appennino Abruzzese, Sannio – Irpinia-Basilicata	923, 927	7.06
Calabria tirrenica, Iblei	929, 935	7.29

E' possibile ottenere i valori medi e modali di M e R a seguito della disaggregazione dei valori di accelerazione orizzontale di picco su suolo rigido (a_g) con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (Barani *et al*., 2009), o con altre probabilità di superamento in funzione degli altri scopi della valutazione. Nella tabella Comuni_MR del CD-ROM allegato ICMS (2008) sono stati riportati valori medi e modali per ciascun comune, attribuendo i valori massimi dei punti della griglia che ricadono all'interno del territorio comunale, oppure i valori del punto della griglia più vicino al confine comunale.

Criticità dei tre metodi classici.

- La magnitudo stimata da dati storici (quindi derivata dall'intensità macrosismica osservata/ricostruita) presenta notevoli margini di incertezza; sarebbe opportuno considerare anche i dati dei terremoti più recenti rispetto a quelli del catalogo DBMI11 (cataloghi strumentali).
  - Naturalmente i valori di Mw riportati nel catalogo possono essere utilizzati solo nel caso la localizzazione dell'epicentro dell'evento non risulti eccessivamente distante (≈10 km) dalla località per la quale si sta effettuando lo studio.
  - In ogni caso i risultati ottenuti con questa metodologia dovrebbero essere ritenuti indicativi e riutilizzati per l'analisi con la metodologia detta del *cut-off* magnitudo-distanza.
  - Non sempre nel catalogo sono riportate le località di interesse (es. località troppo piccole, denominazioni attuali non corrispondenti a denominazioni storiche).
- I criteri magnitudo-distanza, oltre ad essere affetti dall'incertezza del valore di M_w da dati storici, presentano notevoli incertezze dovute anche alle formule di stima dell'attenuazione con la distanza (vedi confronto tra le 3 tabelle proposte).
- La M_w stimata dalla zonazione ZS9 e dalla disaggregazione risente dell'incertezza della zonazione stessa (e della localizzazione delle strutture sismogenetiche); vista l'estensione areale delle zone ZS9, in alcuni settori della penisola, la M_w può essere sovrastimata; al contrario, per i territori non ricompresi nella zonazione ZS9 (p. es. molte aree costiere), la stima di M_w tramite disaggregazione può comportare una sottostima.

Metodologia originale per il calcolo della Magnitudo per la verifica delle condizioni per la liquefazione. Rispetto alle metodologie classiche (del tipo Cornell-McGuire), i risultati della metodologia proposta presentano i seguenti aspetti fondamentali e che superano le criticità espresse precedentemente:

- identificano una magnitudo soglia legata alla distanza tra l'epicentro di un evento sismico realmente accaduto e il sito in studio;
- mantengono un legame diretto con le osservazioni effettivamente utilizzate per la loro determinazione, consentendo al contempo la corretta gestione delle incertezze inerenti questi dati che risulta coerente con il carattere discreto ed ordinale delle informazioni macrosismiche considerate per l'analisi;
- legano strettamente i valori della M_w e della PGA (che sono i parametri che permetteranno di effettuare calcoli sul fattore di sicurezza o l'indice di liquefazione con i metodi semplificati) che devono riferirsi, per rispettare la natura fisica del problema, allo stesso evento sismico.

Nella metodologia proposta viene utilizzata l'implementazione del codice SASHA (D'Amico e Albarello, 2008), che, nella sua versione più recente, è in grado di compiere una specifica "analisi di disaggregazione" volta ad identificare gli eventi sismici del passato più rappresentativi della pericolosità locale (Albarello, 2012). Il codice fornisce per ciascuna località capoluogo comunale i valori delle intensità macrosismiche caratterizzate da una fissata probabilità di eccedenza in un fissato tempo di esposizione (I_{rif}) e identificando quegli eventi storici che hanno maggiormente contribuito alla definizione di questa pericolosità. Fra questi viene infine selezionato quell'evento che ha fornito il maggiore contributo per l'intensità I_{rif} indicandone la magnitudo macrosismica e la distanza epicentrale così come riportate dal catalogo sismico di riferimento.

La metodologia prevede 4 fasi:

a) identificazione dell'intensità di riferimento (I_{rif}) al sito (per esempio caratterizzata da una probabilità di eccedenza inferiore al 10% in 50 anni) utilizzando un metodo statistico/ probabilistico specificamente sviluppato per la gestione di dati macrosismici affetti da incertezza e cataloghi incompleti
b) identificazione degli eventi sismici del passato che hanno interessato il sito di studio (quindi la loro distanza) e hanno contribuito alla pericolosità sismica locale producendo effetti almeno pari a I_{rif}.
c) assegnazione a ciascuno di questi eventi di una probabilità che quell'evento sia stato effettivamente risentito al sito con una intensità almeno pari a I_{rif}. Questa ultima fase permette di tenere conto delle incertezze sulle valutazioni di scuotimento nei casi in cui questo sia stato dedotto per via indiretta (da dati epicentrali o da risentimenti in siti vicini)
d) identificazione dell'evento do riferimento come quello caratterizzato dai valori massimi della probabilità definita al punto 3 (considerando a parità di probabilità, quello con magnitudo Mw maggiore) e comunque caratterizzato da valori di magnitudo e distanza epicentrale R compatibili con la relazione di Galli (2000) nella forma

$$M_w > 2.75 + 2.0 * \log_{10} R$$

Tab. 5 - Relazione tra la distanza epicentrale R e la minima magnitudo Mw necessario a provocare fenomeni di liquefazione.

Distanza R (km)	M_w
15	5
24	5.5
45	6
75	6.5
120	7

Per la definizione di un dato territorio comunale come potenzialmente soggetto a liquefazione (in termini di condizioni scatenanti ed al netto della possibile presenza di fattori predisponenti) vengono proposte due condizioni che costituiscono, se verificate entrambe, la condizione per la quale il sito in esame può essere considerato potenzialmente soggetto a liquefazione dinamica:

1. un valore di I_{rif} almeno pari a VII MCS; questa scelta è dettata dalla considerazione che nelle numerose leggi di conversione I_MCS-PGA, il grado VII MCS corrisponde a circa 0,1 g; inoltre, si vede che solo dal VII grado della scala EMS98 sono presenti effetti di liquefazione fra quelli osservati nell'ambiente naturale in occasione di eventi con questa intensità
2. la presenza nella lista degli eventi che contribuiscono a I_{rif} di almeno un evento con M_w e distanze R (km) compatibile con a relazione di Galli (2000) citata sopra

Un esempio di questo tipo di analisi è riportato (Tabb. 6 e 7) per due località toscane: Pontremoli e Castiglione della Pescaia. Pontremoli è caratterizzata da una I_{rif} pari a VII MCS, mentre per Castiglione della Pescaia la I_{rif} è pari a VI MCS. Per entrambi i siti sono poi riportati i dati epicentrali degli eventi che contribuiscono all'I_{rif} (anno, mese, giorno, lat, long, M_w, I_0, R distanza dell'epicentro dal sito in studio), con la stima delle probabilità associate.

A partire dalle informazioni contenute nelle tabelle è possibile determinare delle soglie di I_MCS (M_w)-distanza utili per valutare il pericolo di liquefazione nelle due zone.

Quindi per i due siti in studio:

- Pontremoli passa la condizione. Infatti I_{rif} = VII MCS, gli eventi del 1481, 1545, 1834 e del 1878 hanno M_w e R che rientrano nei valori della relazione di Galli (2000)
- Castiglione della Pescaia non la supera. Infatti I_{rif} = VI MCS e nessun evento ha una coppia M_w e R che rientri nella parametrizzazione della relazione di Galli (2000)

Tab. 6 - Dati riferiti al sito di Pontremoli.

Lat.	Lon.	Irif	Località
44.377	9.8822	7	Pontremoli

N CPTI08	Anno	Mese	Giorno	Lat epic.	Lon epic.	Mw	Imax	Dist (km)	Prob
10	1117	1	3	45.309	11.023	6.69	9.5	137	0.20
151	1438	6	11	44.844	10.239	5.57	8	59	0.01
190	1481	5	7	44.274	10.130	5.55	8	23	0.20
211	1501	6	5	44.519	10.844	5.98	9	78	0.05
259	1545	6	9	44.473	9.825	5.25	7.5	12	0.50
613	1767	1	21	44.132	10.123	5.35	7	33	0.03
829	1828	10	9	44.821	9.047	5.76	8	83	0.01
842	1831	9	11	44.752	10.544	5.54	7.5	67	0.01
853	1832	3	13	44.765	10.494	5.53	7.5	65	0.01
860	1834	2	14	44.432	9.851	5.83	9	7	1.00
879	1837	4	11	44.175	10.182	5.81	9	33	0.27
1088	1878	9	10	44.218	10.037	5.06	6.5	22	0.02
1429	1902	8	4	44.200	10.200	5.14	7	32	0.01
1803	1920	9	7	44.185	10.278	6.48	10	38	0.50
1812	1921	5	7	44.377	9.882	4.73	6	0	1.00
2039	1940	1	24	44.467	10.100	5.03	0	20	0.02

Tab. 7 - Dati riferiti al sito di Castiglione della Pescaia.

Lat.	Lon.	Irif	Località
42.762	10.88	6	Castiglione della Pescaia

N CPTI08	Anno	Mese	Giorno	Lat epic.	Lon epic.	Mw	Imax	Dist (km)	Prob
49	1276	5	22	42.721	12.091	5.57	8	99	0.02
54	1279	4	30	43.093	12.872	6.31	9	166	0.10
66	1298	12	1	42.575	12.902	6.2	9.5	167	0.05
82	1328	12	1	42.856	13.018	6.38	10	175	0.11
98	1352	12	25	43.469	12.127	6.44	9	128	0.41
119	1389	10	18	43.527	12.299	5.99	9	143	0.04
140	1414	8	7	43.271	11.118	5.61	7.5	60	0.16
165	1458	4	26	43.463	12.236	5.78	8.5	135	0.01
256	1542	6	13	44.006	11.385	5.94	9	144	0.03
260	1545	11	16	43.067	11.643	5.35	7.5	71	0.02
274	1558	4	13	43.457	11.564	5.82	8.5	95	0.09
302	1584	9	10	43.862	11.992	5.8	9	152	0.01
315	1599	11	6	42.724	13.021	5.99	9	175	0.01
385	1661	3	22	44.021	11.898	6.09	9	162	0.03
442	1695	6	11	42.613	12.11	5.67	8.5	102	0.03
462	1703	1	14	42.708	13.071	6.74	11	179	0.39
510	1724	12	11	43.206	11.008	5.14	7	50	0.02
552	1741	4	24	43.425	13.005	6.21	9	188	0.03
569	1747	4	17	43.204	12.769	5.94	9	161	0.01
578	1751	7	27	43.225	12.739	6.25	10	160	0.09
620	1768	10	19	43.939	11.901	5.87	9	155	0.01
671	1781	6	3	43.597	12.512	6.42	10	162	0.18
718	1789	9	30	43.51	12.217	5.84	9	137	0.02
744	1799	7	28	43.193	13.151	6.13	9	191	0.01
847	1832	1	13	42.98	12.605	6.33	10	143	0.21
914	1846	8	14	43.47	10.562	5.91	9	83	0.22
1031	1871	7	29	43.301	10.619	5.16	7.5	64	0.01
1574	1909	8	25	43.133	11.2	5.17	0	49	0.03
1672	1914	10	27	43.911	10.598	5.76	7	130	0.01
1742	1917	4	26	43.467	12.129	5.89	9.5	128	0.04
1769	1918	11	10	43.917	11.933	5.88	9	154	0.01
1780	1919	9	10	42.793	11.788	5.32	7.5	74	0.01
1803	1920	9	7	44.185	10.278	6.48	10	166	0.21
2914	1997	9	26	43.014	12.853	6.01	8.5	163	0.02

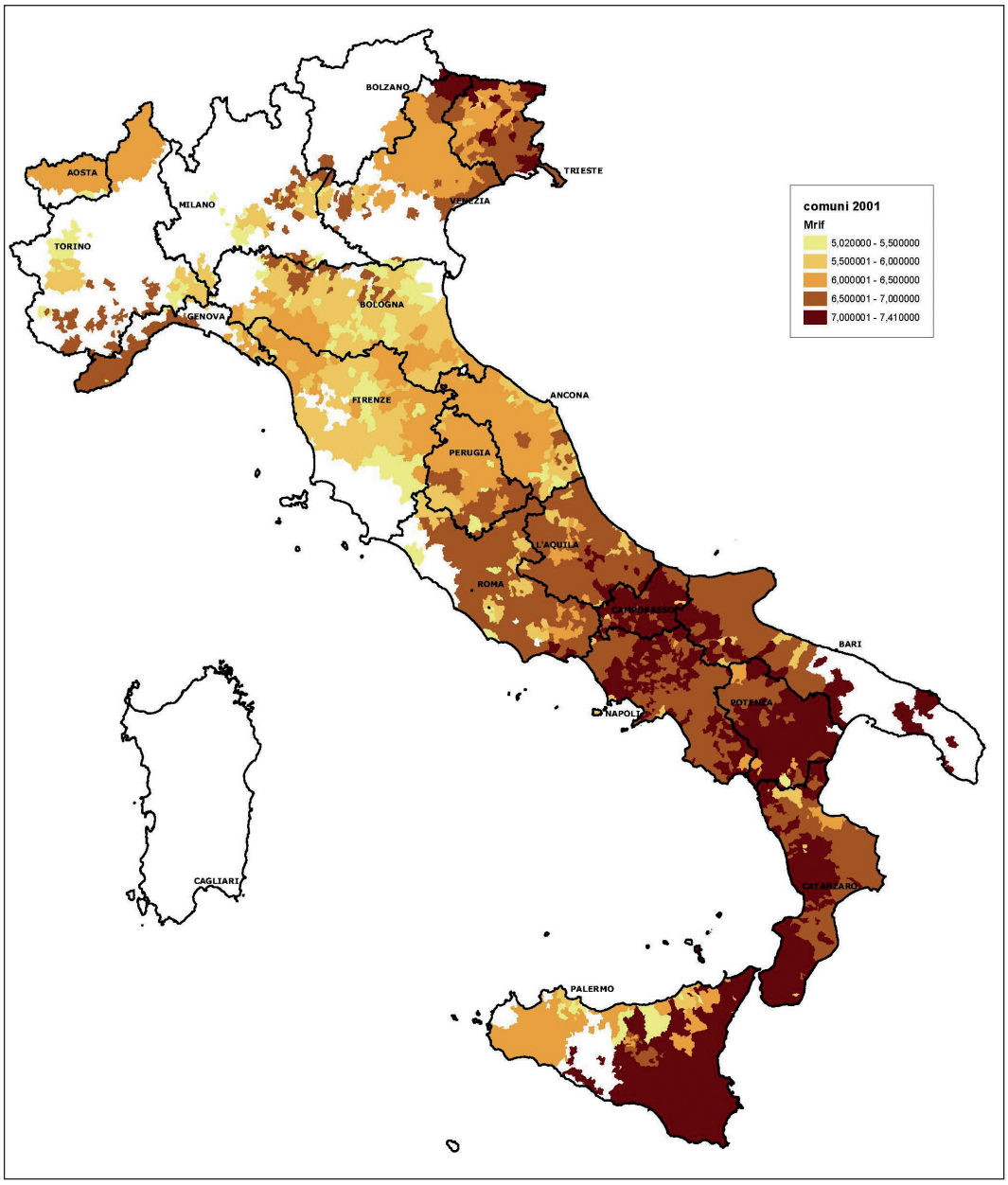


Fig. 1 – Mappa del territorio nazionale dei comuni per i quali sono verificate le soglie 1 e 2. Per dettagli vedi il testo.

E' possibile, infine, associare una M_w all'evento rappresentativo della pericolosità per liquefazione pari a quella dell'evento per il quale è maggiore la probabilità che sia stato effettivamente risentito al sito con intensità almeno pari a I_{rif}, scegliendo in caso di parità quello più intenso. Nel caso di Pontremoli, l'evento del 1834 (M_w=5.83) ha la maggiore probabilità di accadimento. La scelta dell'evento (e quindi della M_w) ricadrà su quest'ultimo.

In Fig. 1 è riportata la mappa del territorio nazionale dei Comuni per i quali sono verificate le soglie 1 e 2 precedentemente definite e sussiste, dunque, la condizione di suscettibilità alla liquefazione rispetto alla M_w e alla distanza epicentrale dell'evento sismico.

Bibliografia

AGI, Associazione Geotecnica Italiana; 2005: *Linea guida. Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica*. Patron Editore, Bologna.

Albarello D.; 2012: *Design earthquake from site-oriented macroseismic hazard estimates*. Boll. Geofis. Teor. Appl., Vol. 53, n. 1, pp. 7-17, DOI 10.4430/bgta 0035

Ambraseys N.N.; 1988: *Engineering Seismology*. Earthq. Eng. Struct. Dyn., 17, 1-105

D'Amico V., Albarello D.;2008: *SASHA: a computer program to assess seismic hazard from intensity data*. Seism. Res. Lett., 79, 5, 663-671

Barani S., Spallarossa D., Bazzurro P.; 2009: *Disaggregation of probabilistic ground-motion hazard in Italy.* Bull. Seismol. Soc. Am., **99**, 2638–2661, doi: 10.1785/0120080348

Galli P.; 2000: *New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction*. Tectonophysics 324 (2000) 169–187

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G.; 1997: *CFTI-Med 4.0, Catalogue of strong earthquakes in Italy 461 b.c.–1997 and Mediterranean area 760 b.c.–1500. An advanced laboratory of historical seismology.,* http://storing.ingv.it/cfti4med/.

ICMS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e Province autonome; 3 voll. e 1 DVD.

INGV; 2009: *Mappe di pericolosità sismica* (http://esse1-gis.mi.ingv.it/s1_en.php).

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.

Rovida A., R. Camassi, P. Gasperini, 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

Seed, H. B., Tokimatsu, K., Harder, L. F., Chung, R. M.; 1984: *The Influence of SPT Procedures in Soil Liquefaction Resistance Evaluations*. Earthquake Engineering Research Center Report No. UCB/EERC-84/15, University of California at Berkeley, October, 1984.

Stucchi, M., R. Camassi, A. Rovida, M. Locati, E. Ercolani, C. Meletti, P. Migliavacca, F. Bernardini, R. Azzaro; 2007: *DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*. Quad. Geofis. 49, 38 (in Italian), available at http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04.

Site effects along the southern flank of the L'Aquila terrace

S. Amoroso[1], D. Di Naccio[1], G. Di Giulio[1], M. Vassallo[1], G. Milana[2]
[1] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, L'Aquila, Italy
[2] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome, Italy

Introduction. The town of L'Aquila (central Italy) suffered strong damages during the April 6, 2009 M_w 6.1 earthquake. The seismic event has been caused by the activation of an about 10-13-km-long SW-dipping normal fault, i.e. the Paganica fault, located about 10 km east of L'Aquila (Falcucci *et al.*, 2009; Boncio *et al.*, 2010; Emergeo Working Group 2010). The mesoseismic area ($I_s \geq$ VIII MCS) extended over 20 km in a NW-SE direction along the Aterno river valley, comprising six localities with $I_s >$ IX MCS (Galli *et al.*, 2009). In particular, in L'Aquila town (I_s = VIII MCS) the majority of the casualties (135 victims in total with 44% caused by the earthquake over the whole affected area, including L'Aquila and several nearby villages) is concentrated downtown, namely in the area of Via XX Settembre (Fig. 1), populated by 5-7 storey reinforced concrete frame buildings, 1950-1965 in age. The huge concentration of damage within this area created speculations for poor design/construction techniques of these buildings and for an inadequate evaluation of seismic action provided by the Italian Building

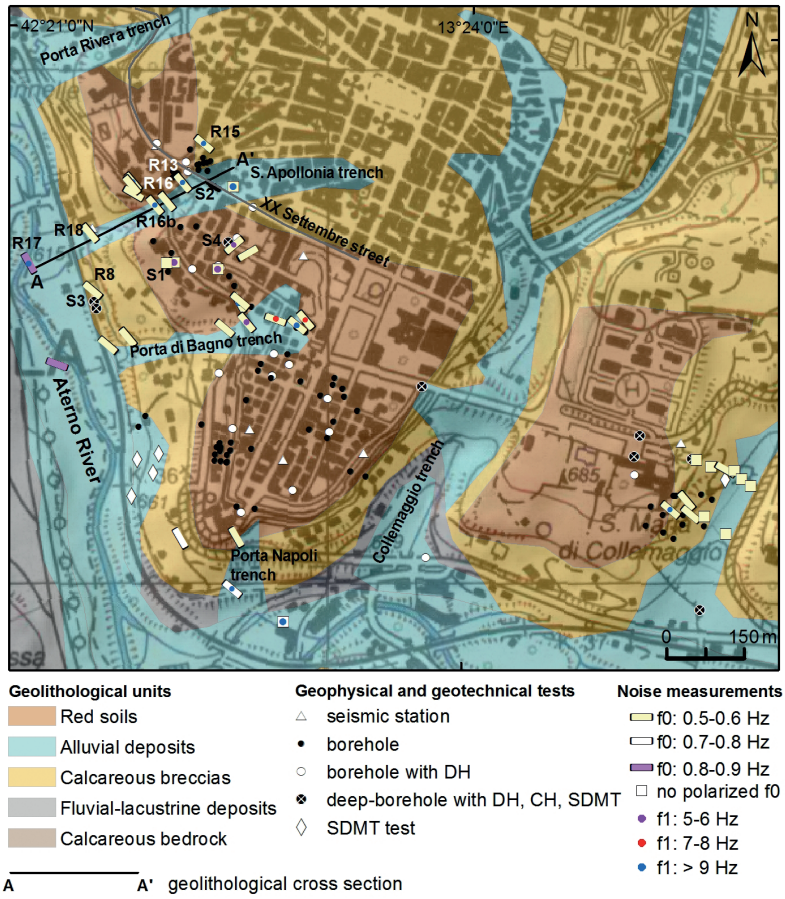


Fig. 1 – Geolithological map of L'Aquila terrace with geophysical and geotechnical investigations.

Code in use at the time of their construction. Otherwise the local subsoil condition is very complex and can cause significant amplification effects. In fact in the area site effects can be related to lithostratigraphic amplification of soft soil overlaying stiff basement; fine-grained soils interposed within, or placed above, the coarse-grained breccias (residual soils known as "red soils"); man-made fills; underground caves; topographic effect. Instead, in the historical centre of L'Aquila settled by old masonry buildings, the damage distribution seems to be greatly affected by vulnerability problems (Milana *et al.*, 2011; Tertulliani *et al.*, 2012; Totani *et al.*, 2012; Amoroso *et al.*, 2014).

In this respect many geological, geophysical and geotechnical investigations were performed, and still ongoing, for supporting the reconstruction planning of the town mainly related to seismic microzonation studies and research activities. In this work the available data were integrated with new geological and geophysical studies along the southern edge of the downtown, the most damaged of L'Aquila, to analyze the role of morphology and geology on seismic vibration. In particular an intense campaign of noise measurements was carried out along transects from the top of L'Aquila hill towards the Aterno river valley (Fig. 1). The analyzed data show strong and polarized peaks in the horizontal-to-vertical spectral ratios (H/V) at low frequency (< 1 Hz) and locally at high frequency (> 5 Hz) highlighting a complex seismic site response of the area in terms of lithostratigraphic and topographic effects. Along Saint Apollonia trench, one of the steep scarps along the southern edge of L'Aquila hill, the sub-

surface geology was reconstructed joining the available geological and geophysical data. Noise measurements were used to constrain the upper portion of the subsoil along the transect.

Geological settings. The historical center of L'Aquila is founded on a fluvial terrace at about 60-80 m above the Aterno river bed. The slopes along the flanks of the L'Aquila terrace are generally steep with a mean value of about 36% and a local maximum scarp of 120%. According to the Italian Building Code (NTC, 2008) the topographic amplification factor S_T is on average equal to 1.2, even though it can reach locally S_T = 1.4. Fig. 1 shows the geological map of the area, as developed by the Seismic Microzonation studies (MS–AQ Working Group, 2010). The city is boarded to the West and the South by the Aterno river valley covered by actual fluvial and terraced alluvial deposits. The North and the East of the village are surrounded by mountain and hill ranges formed by Meso-Cenozoic limestone rocks and Miocene flysh units. The terraces are formed by middle Pleistocene variably-cemented calcareous breccias and calcareous gravel sediments (L'Aquila breccias Auct., Blumetti, 1995). Its thickness as testified by deep boreholes (Amoroso *et al*., 2010) ranges from 100 m or more in the northern sector of the city centre to 0-10 m in its southern zone (i.e. Aterno river). The L'Aquila breccias lie on an about 200 m-thick lower Pleistocene-upper Pliocene (?) fluvial-lacustrine deposits which mainly consist of pelite and sand lithologies. The uppermost thin layer of the near-surface geology is composed by soft materials, mainly represented by residual soils known as "red soils", weathered breccias or anthropic filling material. The red soils are a fine-grained deposit which cover or are interposed within the L'Aquila breccias. The thickness of the red soils can reach 20-30 m in the southern part of the town and along its scarps (i.e. Porta Rivera, Saint Apollonia, Porta di Bagno, Porta Napoli and Collemaggio trenches; Fig. 1), as confirmed by many site campaigns. The man-made fills have maximum thickness of ≈ 8-10 m and they mainly consists of disposal materials such as rubbles of masonry buildings destroyed in past earthquakes. The continental deposits are overimposed to the Meso-Cenozoic carbonate substratum. Its depth decreases toward NE as testified by deep boreholes and gravimetric and seismic reflection investigations (Amoroso *et al*., 2010; MS–AQ Working Group, 2010; Tallini *et al*., 2011; Del Monaco *et al*., 2013) and it outcrops in the northern part of L'Aquila hill.

Data and methods. The whole studied area (Fig. 1) counts a lot of geological, geotechnical and geophysical investigations, which were used in this work to characterize the sub-surface geology of the area such as the geometry of the bedrock at depth, the geotechnical property of the soft layers and the related shear-wave velocity (Vs). In a large part those investigations were promoted by the Department of Civil Protection (MS–AQ Working Group, 2010) for seismic microzonation studies; the deep boreholes in the historical centre were 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 deep investigations were promoted by ENI (Italian oil and gas company) for the seismic reinforcement and rebuilding project of Santa Maria di Collemaggio Basilica (AA.VV., 2013), and further investigations carried out for the reconstruction of private damaged buildings (Totani *et al*., 2012; Monaco *et al*., 2013; Amoroso *et al*., 2014). In particular, the available data (Fig. 1) consist in: at least one hundred boreholes to 20-35 m depth, eight deep boreholes to 50-270 m depth, twenty down-hole tests to 30-50 m depth, one cross-hole test to 80 m depth, five seismic dilatometer tests to 5-17 m depth, four seismic dilatometer tests in a backfilled borehole to 50-80 m depth, few resonant column/cyclic torsional shear tests, and several surface wave tests, electrical tomography surveys seismic noise measurements. In addition, seven temporary stations (AQ04, AQ09, PAOL, AQ01, NAPO, AQ03, AQ11) were installed in the southern edge of L'Aquila after the April 6, 2009 within the microzonation activities, that recorded earthquakes from May 28, 2009 to July 2, 2009 (MS–AQ Working Group, 2010; Milana *et al*., 2011; white triangle in Fig. 1).

These available data confirm the subsoil conditions are quite complex. L'Aquila terrace is characterized by a shear wave velocity V_S inversion at the transition from the calcareous breccias with highly variable cementation (V_S ≈ 600-1200 m/s) to the underlying fluvial-

lacustrine deposits ($V_S \approx$ 500-800 m/s), placed on the calcareous bedrock ($V_S \approx$ 2000 m/s). Low V_S values were detected in the upper portion of the breccias (i.e. residual soils $V_S \approx$ 250-350 m/s) and close to Aterno river (i.e. alluvial deposits $V_S \approx$ 200 m/s).

In this work extensive noise measurements were collected along the steep scarps that borders the southern edge of L'Aquila hill, the most damaged area of the town (Fig. 1). The aim was to investigate the relationship between horizontal-to-vertical amplitude spectra ratio (H/V method) with the geological and geomorphological variations present along the flanks of the L'Aquila terrace. In particular the analyzed sections cross the Saint Apollonia (i.e. 20 % to 45 % of medium slope), Porta di Bagno (i.e. 10 % to 30 % of medium slope) and Porta Napoli (i.e. 20 % to 45 % of medium slope) trenches, and Collemaggio scarp (i.e. 10 % to 30 % of medium slope). Otherwise the seismic stations were mainly located on the calcareous breccias geological and/or red soils units. Few measurements were performed on the alluvial deposits of the Aterno River. Each noise acquisition was recorded by a seismic three-components velocimeter (Le3d-5s manufactured by Lennarts Electronic; http://www.refteck.com/), powered by an external battery. The time synchronism was provided by an external GPS antenna connected to the digitizer. The velocimeters were oriented to the North and in many cases buried for about 20 cm. The average time-length of each noise recording was about 45 minutes. The ambient vibration data were processed mostly by Geopsy (http://www.geopsy.org/) and SAC2000 code (Goldstein *et al.*, 2003). Single-station noise technique computes the horizontal-to-vertical spectral ratio, *H*/*V* method (Nakamura, 1989). The peak of the *H*/*V* ratio identifies the resonance frequency (f_0) of the subsoil, which is related to the thickness (H) and to the shear wave velocity (V_S) of the soft deposits. In general, in one dimensional (1D) assumption and in first approximation f_0 is derived from the formula $V_S/4H$.

Results and discussion. In L'Aquila downtown the horizontal-to-vertical spectral ratio curves show strong and polarized resonance peaks at low frequency (< 1 Hz) and locally at high frequency (> 5Hz). The low-frequency resonance peak f_0 (in Fig. 1 f_0 is represented by squares or barrettes, when the noise signal is polarized) varies from about 0.5 to 0.9 Hz for sites at the top of terraces and in proximity of the Aterno river valley, respectively. The strong low-frequency resonance, centered at about 0.5–0.6 Hz, is very diffuse in L'Aquila terrace, as

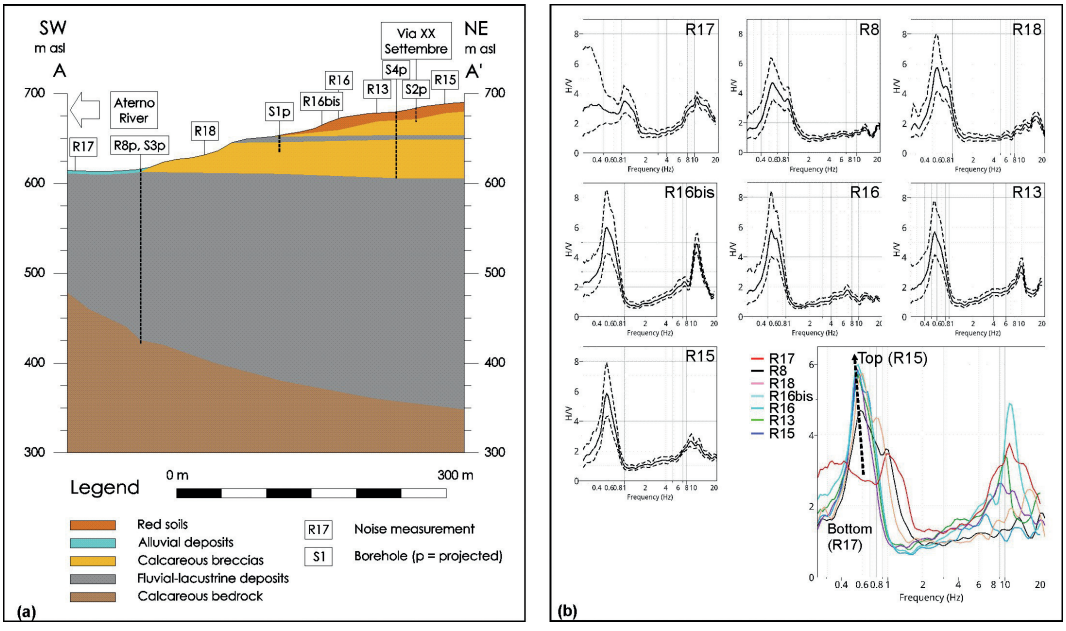


Fig. 2 – Geolithological section (a) and noise measurements along Saint Apollonia trench (b).

already evidenced by seismic data recorded in the town (De Luca *et al*., 2005; Milana *et al*., 2011; Di Giulio *et al*., 2014). It is interesting to highlight as the H/V features observed on the new and available noise data show a good correspondence with the H/V ratios computed on earthquakes (Milana *et al*., 2011).

Systematic differences on f_0 values emerge in terms of frequency, amplitude and shape of the H/V curves moving along each trench. In particular, from the bottom to the top of L'Aquila terrace the low-frequency peak shows an increase of its amplitude and a shift towards lower frequencies (Fig. 2b). Furthermore, moving towards the base of the hill the low-frequency peak ranges in a broad frequency band displaying a bump shape. This variation in the H/V shapes is mainly related to a different behavior of the vertical component. Indeed the vertical recordings show a spectral minimum shifted at higher frequency for measurements nearby the Aterno river (Di Giulio *et al*., 2013). These H/V difference around f_0 between the top and the bottom of L'Aquila terrace are dubitatively explained in terms of 1D stratigraphic variation of thickness and seismic velocity between the soft soils and the stiff limestone bedrock. Moreover, the low-frequency resonance shows a significant directionality in the response at about N130°-N150° measured clockwise, as it can be observed through the oriented barrettes in Fig. 1. This polarization is parallel to the mean strike of the Aterno river valley, and perpendicular to the direction of the main elongation of L'Aquila terrace. According to Matsushima *et al*. (2014), the lateral heterogeneity related to the geomorphologic condition of L'Aquila hill could explain the strong polarization at f_0 on noise data. In terms of amplification, the polarization appears stronger at the top of the terrace and along the scarps than in the valley.

In addition, H/V curves sometimes show a secondary resonance frequency f_1, variable from about 5 to 9 Hz (in Fig. 1 f_1, when observed, is represented, by circles into squares or barrettes). The high-frequency resonance peak can be related to the thin uppermost soft layer of residual soils which reaches the maximum thickness of 20-30 m in the southern part of the town and along its scarps (Del Monaco *et al*., 2013). The layer characterized by low shear wave velocity ($V_S \approx$ 250-350 m/s) defines a strong impedance contrast between its surface and the stiff calcareous breccias ($V_S \approx$ 600-1200 m/s).

Fig. 2 illustrates the results on Saint Apollonia trench, from the Aterno River valley to Via XX Settembre. A geolithological cross section, namely A-A' (Fig. 2a), was constrained using the available geological, geotechnical and geophysical data: two deep boreholes, S3 to 195 m depth with a cross-hole test to 80 m, and S4 to 80 m depth with a seismic dilatometer test to 50 m; two shallow boreholes, S1 and S2; the geogravimetric map of L'Aquila city centre (MS–AQ Working Group, 2010) and new noise measurements performed for this work (R8, R13, R15, R16, R16b, R17, R18, see Fig. 2b). The first resonance frequency f_0 was used to confirm the depth of the geological and seismic bedrock (0.5-0.9 Hz), by means the deep impedance contrast between surface soils and stiff limestone. This result confirms the subsurface soil thickness already estimated by the geogravimetric map and found by S3 sounding. Instead, the secondary resonance frequency f_1, when identified, was introduced to verify the thickness of the red soils (7-12 Hz), partially known from the surrounding boreholes. For example, R13 detected this peak at about 10 Hz, which is related with the 7.5 m of residual deposits ($V_S \approx$ 300 m/s). The identification of this layer is very important considering the amplification effect due to this upper portion in L'Aquila terrace, as also confirmed by 1D ground response analysis (Amoroso *et al*., 2014).

Fig. 2b plots the single H/V curves with their standard deviation (dashed line) along Saint Apollonia trench, and an overlay of all these noise measurements. The trend of the results shows the considerations previously introduced, hypothesizing the possible sensitivity to a topographic effect. From Via XX Settembre to the Aterno river valley f_0 shows a decrease of H/V amplitude (from 6 to 3) and a shift towards higher frequency (from 0.5 to 0.9 Hz). Moreover, moving towards the base of the hill the low-frequency peak ranges in a broad frequency band displaying a bump shape.

Conclusions. The huge concentration of earthquake damages within the southern edge of L'Aquila terrace and the complex local subsoil conditions (soft soil overlaying stiff basement; fine-grained soils interposed within, or placed above, the coarse-grained breccias known as "red soils"; man-made fills; underground caves; topographic effect) focused to deeply study this area for its restoration.

In particular, the combination of the available geological, geophysical and geotechnical data carried out for the restoration and the redevelopment with the noise measurements contributed to detect the local subsoil conditions of the southern part of L'Aquila. In particular information on the highly variable thickness of the red soils were estimated through the high-resonance frequency f_1, and considerations on the possible influence of a topographic effect were introduced through the low-resonance frequency f_0, in terms of frequency, amplitude and shape of the H/V curves.

Further studies are necessary to validate these preliminary results, considering in detail the available data along Porta di Bagno and Porta Napoli trenches, and Collemaggio scarp, and performing additional measurements along the other scarps that border L'Aquila terrace (e.g. Porta Rivera and Collemaggio trenches).

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*. Engineering Geology for Society and Territory - Urban Geology, Sustainable Planning and Landscape Exploitation, Springer International Publishing, Vol. 5, Part XVIII, 1097-1100, DOI 10.1007/978-3-319-09048-1_208, Print ISBN 978-3-319-09047-4, Online ISBN 978-3-319-09048-1.

Amoroso S., Di Giulio G., Hailemikael S., Milana G., Monaco P., Tallini M., Totani G., Vassallo M., Villani F.; 2014: *The seismic site characterization of Palazzo Centi in L'Aquila city centre: the case study of a historical building damaged by the April 6th 2009 earthquake*. Engineering Geology for Society and Territory - Urban Geology, Sustainable Planning and Landscape Exploitation, Springer International Publishing, Vol. 5, Part XVIII, 1091-1095, DOI 10.1007/978-3-319-09048-1_207, Print ISBN 978-3-319-09047-4, Online ISBN 978-3-319-09048-1.

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).

Blumetti A.M.; 1995: *Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January–February 1703 Central Italy earthquakes*. Bull Am Assoc Eng Geol 6:83–100.

Boncio, P., et al.; 2010: *Coseismic ground deformation of the 6 April 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, Mw6. 3)*. Geophys. Res. Lett. 37(6) L06308.

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).

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.

De Luca G., Marcucci S., Milana G., Sanò T.; 2005: E*vidence of low-frequency amplification in the city of L'Aquila, Central Italy, through a multidisciplinary approach including strong- and weak-motion data, ambient noise, and numerical modeling*. Bull Seism Soc Am 95:1469–1481.

Di Giulio G., Gaudiosi I., Cara F., Milana G., Tallini M.; 2014. S*hear-wave velocity profile and seismic input derived from ambient vibration array measurements: the case study of downtown L'Aquila*. Geophysical Journal International, 198(2), 848-866.

Di Giulio G., Amoroso S., Di Naccio D., Vassallo M., Durante F., Gaudiosi I., Milana G., Tallini M.; 2013: *Seismic noise measurements along the slope of the L'Aquila terrace*. Proceedings of FIST Geoitalia 2013 - IX Forum Italiano di Scienze della Terra "Le Geoscienze per la Società", 15-18 September 2013, Pisa, Italy.

Falcucci, E., et al.; 2009: *The Paganica fault and surface coseismic ruptures caused by the 6 April 2009 earthquake (L'Aquila, central Italy)*. Seism. Res. Lett., 80(6), 940-950.

Galli P., Camarassi R., Azzaro R., BernardiniI F., Castenetto S., Molin D., Peronace E., Rossi A., Vecchi M. & Tertulliani A; 2009: *Il terremoto aquilano del 6 Aprile 2009: rilievo macrosismico, effetti di superficie ed implicazioni sismotettoniche*. Il Quaternario, 22, 235-246.

Goldstein P., Dodge D., Firpo M., Minner L.; 2003: *SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. Invited contribution to "The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology"*. Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.

Matsushima S., Hirokawa T., De Martin F., Kawase H., Sánchez Sesma F. J.; 2014: *The effect of lateral heterogeneity on horizontal to vertical spectral ratio of microtremors inferred from observation and synthetics*. Bull. seism. Soc. Am., 104, 381-393, doi:10.1785/0120120321.

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 XLVII, n. 3, 8-22. ISSN 0557-1405. Pàtron Editore, Bologna.

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: *Geotechnical aspects 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).

Nakamura Y; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports, 30(1).

NTC; 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni* (in Italian).

Tertulliani A., Leschiutta I., Bordoni P., Milana G.; 2012: *Damage distribution in L'Aquila City (central Italy) during the 6 April 2009 earthquake*. Bulletin of the Seismological Society of America, 102(4):1543-1553.

Totani G., Totani F., Monaco P., Tallini M., Del Monaco F. and Zia G.; 2012: *Site investigations and geotechnical problems in the Southern part of the historic centre of L'Aquila*. In M. Maugeri and C. Soccodato (eds), Proc. 2nd Int. Conf. on Performance-Based Design in Earthquake Geotechnical Engineering, Taormina, Italy, Paper No. 2.13, 315-328. Pàtron Editore, Bologna (CD-ROM).

http://www.refteck.com/

http://www.geopsy.org/

DALLA MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 1 ALLE ANALISI DI MODELLAZIONE DI LIVELLO 3: IL COMUNE DI BARBERINO DI MUGELLO (FI)

M. Baglione[1], P. Fabbroni[1], V. D'Intinosante[1], G. Vannucchi[2], C. Madiai[2], J. Facciorusso[2], E. Gargini[2]

[1] Ufficio Prevenzione Sismica, Regione Toscana, Firenze

[2] Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale (DICeA), Università di Firenze

Premessa. Nell'ambito delle attività di Microzonazione Sismica relative al Programma di Valutazione Effetti Locali, denominato Programma VEL (Ferrini *et al*., 2007), promosse dal Settore Prevenzione Sismica della Regione Toscana, è stato realizzato, con la collaborazione del Dip.to di Ingegneria Civile e Ambientale (DICeA) dell'Università di Firenze, un approfondito studio di Microzonazione Sismica (di seguito indicato con MS) nel centro abitato del comune di Barberino di Mugello. Analisi di Risposta Sismica Locale mono- e bi-dimensionali, effettuate nell'ambito di tale studio, hanno consentito di valutare sul territorio in esame le modificazioni apportate allo scuotimento del suolo dalle condizioni geologico-tecniche e topografiche locali. Per il grado di approfondimento raggiunto, lo studio può essere ritenuto di Livello 3, così come definito dagli "Indirizzi e Criteri di Microzonazione Sismica Nazionale" (di seguito ICMS) (Gruppo di lavoro MS, 2008).

Le attività, finalizzate alla realizzazione della "Carta di Microzonazione Sismica", sono state articolate nelle seguenti fasi:

1. Individuazione delle aree di indagine;
2. Realizzazione di rilievi geologici finalizzati alla redazione di cartografie geologiche, geomorfologiche e geologico-tecniche in scala 1:2.000;
3. Programmazione ed esecuzione della campagna di indagini geofisiche e geotecniche;
4. Definizione del modello geologico e geotecnico del sottosuolo;
5. Definizione dell'input sismico;
6. Analisi di Risposta Sismica Locale,
7. Produzione di cartografie tematiche e report finali.

Di seguito sono descritti le metodologie, le indagini, le analisi realizzate ed i risultati ottenuti.

Inquadramento geologico. Il Comune di Barberino di Mugello, classificato in zona sismica 2 e situato nell'area del Mugello in provincia di Firenze, si sviluppa lungo la pianura alluvionale del Torrente Stura ad una quota media di 270 m s.l.m. Dal punto di vista sismico l'area rientra in una delle zone più attive dell'Appennino settentrionale e della Toscana ed è contraddistinta da una sismicità che può essere definita medio-alta anche in relazione ai numerosi eventi sismici che hanno interessato l'area (1542 di Mw=5.9; 1843 e 1864 di Mw=5.1; 1919 di Mw=6.3; 1960 di Mw=5) (Locati *et al*., 2011) causando effetti associati fino ad intensità macrosismiche I_{MCS} maggiori o uguali a 7.

In alcuni centri urbani ed aree produttive del comune di Barberino di Mugello, per una superficie totale di circa 3.000 ha complessivi, sono stati realizzati, dai tecnici del Dip.to di Scienze della Terra dell'Università di Firenze, rilievi geologici e geomorfologici di dettaglio in scala 1:2.000. Tali rilievi hanno messo in evidenza, nell'area di indagine, un substrato pre-quaternario di litologia prevalentemente arenacea appartenente all'Unità Tettonica Acquerino (AQR). Tale unità risulta estremamente variabile dal punto vista litologico ed è stata organizzata in tre membri differenti (AQR1-2-3) in base alle alternanze arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee. Per quanto riguarda i depositi di copertura, questi affiorano estesamente in tutta l'area rilevata. I sedimenti sono stati classificati come depositi quaternari di pianura alluvionale attuali (b), depositi fluviali prevalentemente granulari, organizzati in tre ordini di terrazzi (SIV) e depositi fluvio-lacustri (MGO) del Bacino del Mugello, con litologia prevalente di tipo argilloso-limoso. Tali depositi di copertura presentano spessori che variano, in base ai sondaggi eseguiti nell'area, da pochi metri fino a circa 80-100m nelle zone più profonde del bacino.

Indagini realizzate e modello geologico-tecnico di sottosuolo. Dai rilievi geologici effettuati, erano emerse, nell'area di indagine, numerose problematiche e diversi aspetti da definire mediante successive e più approfondite indagini finalizzate alla definizione del modello geologico e geotecnico di sottosuolo comprendente sia la parametrizzazione dinamica dei terreni investigati, sia la ricostruzione degli spessori e delle geometrie sepolte. In primo luogo si è cercato di definire i depositi di copertura superficiali (detrito di versante, depositi alluvionali), identificandone la geometria dei corpi e la variabilità spaziale dei parametri geofisici. Un'altra problematica era connessa alla conoscenza della profondità del bedrock sismico, alla determinazione dello spessore dei depositi fluvio-lacustri e dei relativi parametri geofisici e dinamici (soprattutto la velocità di propagazione delle onde S, Vs). In base alle indagini eseguite si è potuto definire la morfologia e i rapporti dei vari bacini di sedimentazione; ciò ha consentito di analizzare i fenomeni di amplificazione sismica sia di natura stratigrafica che dovuti alla morfologia sepolta, che possono risultare particolarmente importanti in prossimità dei fianchi del bacino dove lo spessore della copertura tende a rastremarsi ed assottigliarsi (come ad esempio, in corrispondenza dell'abitato di Barberino e della frazione di Galliano).

Per approfondire tali problematiche e soprattutto per determinare spessori, geometrie e parametri dinamici (in particolare le velocità V_{SH}) sono state quindi svolte successive campagne di indagini geofisiche di sismica a rifrazione in onde P e SH, indagini geotecniche e geofisiche

in foro di tipo down-hole con onde P e SH, misure strumentali e prove di laboratorio dinamiche sui campioni indisturbati prelevati nel corso dei sondaggi geotecnici.

Nello specifico le campagne di indagini sono state complessivamente caratterizzate, nell'area di indagine, da:

- n. 13 linee di sismica a rifrazione con onde P e SH (di lunghezza variabile da 96 a 240 m per ciascuna linea);
- n. 17 sondaggi a carotaggio continuo (di profondità variabile da 15 m a 80 m) con prove SPT in foro, prelievo di campioni indisturbati di terreno ed esecuzione di prove geofisiche di tipo down-hole con onde P e SH;
- n. 17 prove dinamiche di laboratorio (colonna risonante, taglio torsionale ciclico e triassiale ciclica) su 21 campioni prelevati nel corso dei sondaggi.
- N. 10 misure HVSR (HVSR - Nakamura, 1989) ed SSR [Standard Spectral Ratio SSR: Borcherdt (1970)].

Tutte le indagini sono state realizzate da imprese specializzate nel settore e sono state successivamente validate da apposita Commissione di Collaudo costituita dai tecnici della Regione Toscana e da rappresentanti della comunità scientifica nazionale. Tali indagini sono visualizzabili al seguente sito web: http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/lr56/VEL/indagini/mugello/mugello/mugello.htm

A seguito di tutte le indagini geologiche, geofisiche e geotecniche svolte nelle aree di studio del Comune di Barberino di Mugello, sono stati ricostruiti per ciascuna area dei modelli geologici, geofisici e geotecnici di sottosuolo; definendo altresì la/e sezione/i geologica/che rappresentativa/e dell'area e fornendo una parametrizzazione geofisica di riferimento. Naturalmente è opportuno sottolineare che tale parametrizzazione, poiché deriva dalle indagini eseguite su un'area estesa risulta indicativa e non deve quindi essere utilizzata a scala di progettazione, ma esclusivamente per la pianificazione territoriale.

Dall'analisi delle carte rilevate e dalle 12 sezioni geologiche realizzate nelle aree di indagine sono state formulate ipotesi ragionevoli relative all'andamento del substrato roccioso: ad esempio in corrispondenza del centro storico di Barberino è presumibile la presenza di un contatto tettonico con direzione NE-SW e immergente verso nord che porta la Formazione dell'Acquerino da una profondità di circa 80 m ad una di circa 11 m (come testimoniato dal sondaggio S5 presso il Municipio). Spostandosi verso sud, quindi verso l'area produttiva e verso l'invaso del Bilancino, si può ipotizzare un ulteriore approfondimento del bacino di sedimentazione fluvio-lacustre fino a spessori superiori agli 80 m (presumibilmente intorno ai 100 m), come suggerito dal sondaggio S13 (con profondità del fondo foro di 80 m) presso la località Casalunga che non individua il *bedrock* sottostante. La parte dell'area industriale posta a SE del capoluogo evidenzia un approfondimento del bacino muovendosi verso SE come è visibile osservando la stesa di sismica a rifrazione ST7 e il sondaggio S2 che trova l'Unità dell'Acquerino ad una profondità di 60 m.

Al modello geologico di sottosuolo definito sulla base dei rilievi geologici e delle indagini geognostiche e rappresentato mediante n. 12 sezioni geologiche rappresentative, è stata associata una parametrizzazione geofisica media suddivisa per le varie formazioni geologiche e distinta per quanto riguarda i parametri desunti dalle indagini geofisiche di superficie da quelli ricavati delle indagini geofisiche in foro. Questi parametri sono stati usati per le successive analisi di modellazione bidimensionali.

Tutti i risultati delle indagini geofisiche a rifrazione e geofisiche in foro di tipo down-hole sono stati diagrammati in grafici al fine di verificarne la loro variabilità in relazione ai litotipi di riferimento. I parametri presi in considerazione sono V_p, V_s e il rapporto V_p/V_s. Da un primo confronto si nota una separazione piuttosto netta tra i valori appartenenti ai depositi alluvionali (SIV1 e SIV2 con V_p generalmente comprese tra 500 e 1000 m/s e V_{sh} comprese tra 200 e 400 m/s) e i valori ricavati per i depositi fluvio-lacustri (MGO1-a1, con Vp comprese tra 1300 e 2100 m/s e V_{sh} tra 200 e 1000 m/s). Inoltre si nota come la distribuzione delle V_{sh} dei depositi alluvionali

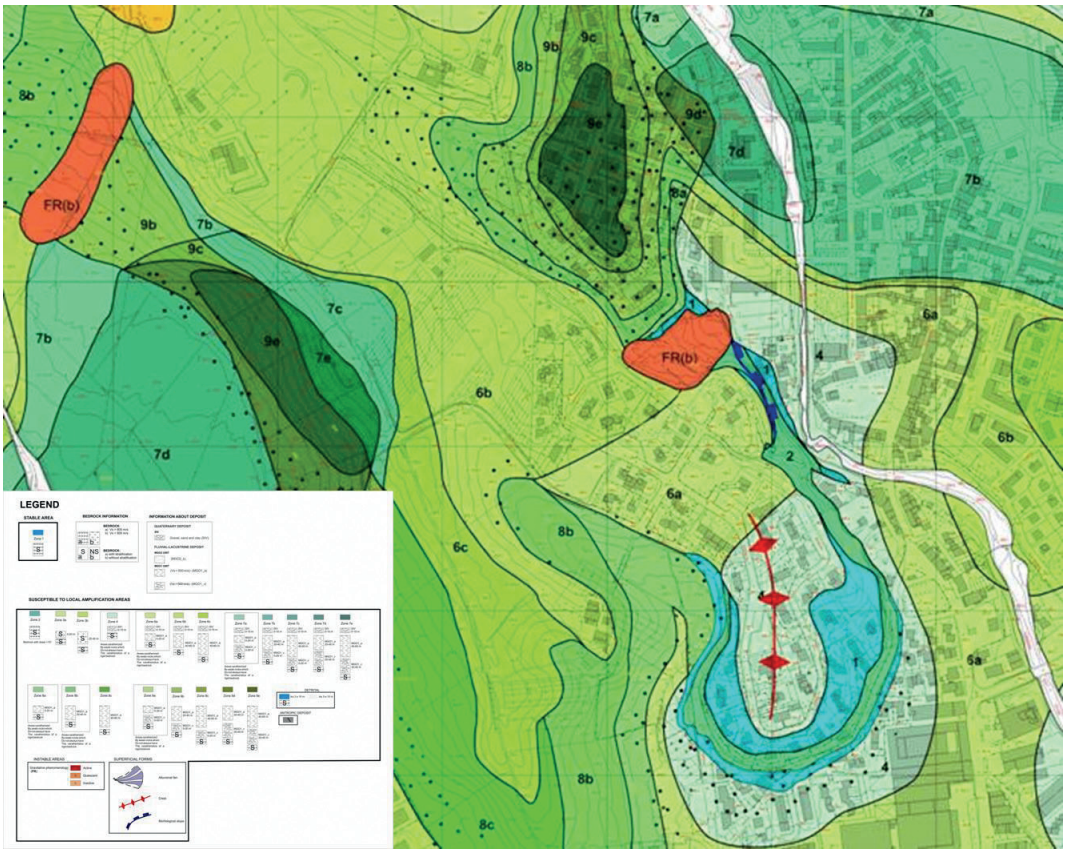


Fig. 1 – Cartografia di Microzonazione Sismica di livello 1 (MOPS) di Barberino, località Capoluogo e Cavallina.

presenti una bassa variabilità, mentre le V_{sh} dei depositi fluvio-lacustri sono caratterizzate da un'alta variabilità legata presumibilmente alle diverse caratteristiche granulometriche dei depositi che possiedono due principali facies: argillosa-siltosa poco consistente e argilloso-limosa più consistente con intercalazioni ghiaiose. Da notare, inoltre, come in alcuni casi i valori di V_{sh} dei depositi fluvio-lacustri, presenti anche a profondità di varie decine di metri, siano maggiori di 800 m/s con velocità quindi caratteristiche di un *bedrock* sismico. Il substrato roccioso è prevalentemente costituito dai tre membri della Formazione dell'Acquerino (AQR) con litologie da pelitiche ad arenaceo-pelitiche e ciò si rispecchia sulla distribuzione molto variabile delle V_{sh}.

Cartografie di microzonazione sismica di livello 1. Tutte le informazioni acquisite nella fase di rilevamento e riportate nelle cartografie geologiche prodotte, unitamente ai dati di base pregressi reperiti e a tutte le indagini geologiche, geofisiche e geotecniche realizzate nell'ambito del Programma VEL, hanno permesso di realizzare la cartografia (Fig. 1) delle "Microzone omogenee in prospettiva sismica" (MOPS). Tale cartografia è stata redatta nel rispetto degli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008) e definisce le seguenti microzone:

- Zona stabile (Zona 1), caratterizzata dal substrato roccioso rigido in affioramento o subaffiorante, con topografia orizzontale o con pendenza indicativamente inferiore ai 15°. Il substrato rigido è rappresentato dalla Formazione Acquerino (AQR2-3) e dalla Formazione del Falterona (FAL3);
- Zone stabili suscettibili di amplificazione locali (Zona da 2 a 15). Tali zone sono state differenziate in relazione alle possibili combinazioni tra le varie unità deposizionali

distinguendo le aree in cui i depositi alluvionali quaternari poggiano direttamente al di sopra del substrato roccioso, dalle aree in cui sono presenti anche i depositi fluvio-lacustri. Sono state anche fornite indicazioni preliminari circa gli spessori delle coperture e sono state indicate anche le aree in cui sono presenti rocce deboli (per esempio la Formazione di Sillano - SIL) che non sempre presentano le caratteristiche di un substrato rigido. Nell'ambito di queste zone, rientrano anche le aree caratterizzate da substrato rigido lapideo stratificato, posto su un versante acclive (pendenza indicativamente superiore a 15°) e tale da non escludere fenomeni di amplificazione di tipo topografico.

- Zone suscettibili di instabilità. Sono state distinte esclusivamente le aree instabili connesse a fenomenologie gravitative di versante e le aree caratterizzate da fenomeni di contatto litologico/tettonico tra litologie con caratteristiche meccaniche significativamente differenti.

Definizione dell'input sismico e analisi della risposta sismica locale. La scelta dei segnali accelerometrici da utilizzare come input sismico nelle analisi di Risposta Sismica Locale è stata effettuata da EUCENTRE, su commissione dell'Ufficio Prevenzione Sismica della Regione Toscana. I sette segnali forniti sono stati quindi scalati al valore di accelerazione massima attesa su sito di riferimento rigido per il comune di Barberino di Mugello (a_g = 0.196 g). Dall'analisi dei sette segnali sismici, è emerso che due di essi (IT3 e IT6) non erano particolarmente significativi ai fini delle analisi di risposta sismica locale, avendo caratteristiche molto simili a quelle degli altri. Pertanto, dopo aver verificato che la rimozione dei due segnali IT3 e IT6 non determinava alcun sostanziale cambiamento nello spettro elastico medio in pseudo-accelerazione (con riferimento ad uno smorzamento ξ=5% dello smorzamento critico) del set, si è deciso di utilizzare nelle analisi i soli accelerogrammi IT1, IT2, IT4, IT5, IT7, essendo comunque il loro numero (5) superiore a quello minimo (4) indicato dagli ICMS (2008). In questo modo è stato possibile ridurre l'onere computazionale che per le analisi di RSL bidimensionali risulta particolarmente gravoso.

In corrispondenza delle 12 sezioni realizzate, ritenute rappresentative ai fini della valutazione degli effetti amplificativi, sono state eseguite, presso il Dip.to di Ingegneria Civile e Ambientale (DICeA) dell'Università di Firenze, analisi della risposta sismica locale con il programma di calcolo automatico QUAD 4M. Tale programma consente di effettuare analisi bidimensionali agli elementi finiti (FEM) e quindi di tener conto sia degli effetti legati alla successione stratigrafica (effetti stratigrafici) sia degli effetti legati alla morfologia superficiale (effetti topografici) e sepolta (effetti di valle).

Per ciascuna sezione in esame il deposito viene discretizzato mediante un numero finito di elementi di forma quadrangolare o triangolare, secondo uno schema a masse concentrate collegate tra loro da molle e smorzatori viscosi. Per ciascun elemento vengono assegnate oltre alle coordinate dei nodi, le proprietà fisiche e meccaniche del materiale costituente, in termini di densità, coefficiente di Poisson, modulo di taglio iniziale G_0, rapporto di smorzamento iniziale D_0 e leggi di variazione, con la deformazione di taglio, del modulo di taglio normalizzato e del rapporto di smorzamento, ovvero $G(\gamma)/G_0$ e $D(\gamma)$. L'accelerogramma di input viene applicato alla base del deposito, in corrispondenza dei nodi appartenenti alla superficie di contatto tra terreno e bedrock sismico.

Caratterizzazione geotecnica. Sulla base del modello geologico di sottosuolo e dei risultati delle prove geotecniche in sito e di laboratorio disponibili, è stato ricostruito, in corrispondenza di ciascuna sezione geologica rappresentativa, selezionata ai fini delle analisi della risposta sismica locale, il modello geotecnico da impiegare nelle successive analisi numeriche. Per ognuna delle sezioni modellate sono quindi state definite le principali unità litostratigrafiche e per ciascuna di esse: i valori del peso di volume γ, del coefficiente di Poisson ν, della velocità di propagazione delle onde di taglio V_S, del rapporto di smorzamento iniziale D_0 e le curve di decadimento del modulo di taglio e di incremento del rapporto di smorzamento con la deformazione.

Scelta del fattore di amplificazione. Per fattore di amplificazione si intende in termini generali il rapporto tra un parametro relativo all'accelerogramma determinato in corrispondenza del piano di campagna e lo stesso parametro relativo all'accelerogramma di input. In linea teorica la scelta potrebbe ricadere su uno qualsiasi dei parametri rappresentativi dell'input sismico, tuttavia non tutte le scelte sono ugualmente significative come evidenziato anche in letteratura (Madiai e Simoni, 2010).

Tra i vari fattori di amplificazione disponibili in letteratura (F_A, F_v – GdL_MS, 2008; F_{PGA}; F_{HV}, F_{HA}), è stato scelto di adottare il parametro F_{HA}, basato sull'utilizzo degli spettri di risposta in pseudoaccelerazione del moto sismico in superficie e di quello di input, con intervallo di integrazione prossimo al periodo fondamentale delle tipologie edilizie esistenti nell'area (T=0.1÷0.5 s). L'espressione di F_{HA} è la seguente:

$$F_{HA_{(0.1\div0.5)}} = \frac{\int_{0.1}^{0.5} S_{A,s}(\xi,T)dT}{\int_{0.1}^{0.5} S_{A,i}(\xi,T)dT}$$

L'adozione di fattori di amplificazione che fanno riferimento a grandezze integrali calcolate su intervalli del periodo ben definiti permette di ovviare ai problemi di instabilità dei risultati, conseguenti alla variabilità degli estremi di integrazione, e alla dipendenza dei parametri stessi dalle caratteristiche del segnale di input, che risulta invece significativa per F_A ed F_V.

Sulla base del confronto tra i risultati ottenuti dalle elaborazioni numeriche (Facciorusso *et al.*, 2012) e tenuto conto delle precedenti osservazioni, del fatto che il patrimonio edilizio presente nell'area in esame è contraddistinto dalla presenza di costruzioni ad elevata rigidezza, in muratura o in cemento armato con limitato numero di piani, e che di norma, nella progettazione, la definizione dell'azione sismica viene fatta a partire dallo spettro di risposta in pseudoaccelerazione, è sembrato ragionevole assumere il parametro $F_{HA\ (0.1\div0.5)}$ quale fattore di amplificazione più idoneo ai fini della redazione della carta di microzonazione sismica di Livello 3 per l'area in esame.

Modellazione delle sezioni e risultati. In corrispondenza di ciascuna delle 12 sezioni analizzate si è proceduto alla ricostruzione della geometria del deposito, campionando i punti di frontiera di ciascuna delle principali unità litostratigrafiche individuate con un passo in direzione orizzontale pressoché costante e pari a 5 m, più fitto in corrispondenza di variazioni topografiche e morfologiche laddove era richiesto un maggiore dettaglio. Per quanto riguarda invece il passo di campionamento in direzione verticale si è utilizzato un criterio di ottimizzazione per il quale le formazioni di spessore più elevato sono state suddivise in sottostrati.

A titolo esemplificativo si riporta in Fig. 2 il risultato ottenuto per la sezione A''-A''', dalle analisi numeriche 2D della risposta sismica locale effettuate con il codice QUAD4M, in termini di fattore di amplificazione $F_{HA\ (0.1\div0.5)}$ (indicato nel seguito con f_H). In figura è rappresentato l'andamento del fattore di amplificazione ottenuto con i 5 diversi segnali di input, nonché l'andamento medio, riportando nella parte inferiore della figura la geometria della sezione esaminata. Come è possibile evincere dalla figura, l'andamento del fattore di amplificazione F_H, mediato sui 5 input sismici, mostra marcati fenomeni di amplificazione in corrispondenza del centro di entrambe le paleovalli, dove, si sovrappongono effetti stratigrafici e di valle. In particolare, in corrispondenza dell'estremo sinistro della sezione i valori di F_H sono inferiori a 1 per un tratto molto limitato in prossimità del fianco del bacino per poi risalire rapidamente, in conseguenza di fenomeni di focalizzazione, nei 50 m successivi, fino a raggiungere un massimo elevato ($f_H > 2.5$), oltre la quale l'amplificazione si riduce, mantenendo comunque valori compresi tra 1.5 e 2 fino all'estremo destro. Anche nella paleovalle meno profonda i valori di f_H sono più contenuti, anche se comunque elevati, con valori intorno a 2, dove si sommano gli effetti legati allo spessore del deposito agli effetti di focalizzazione indotti dall'inclinazione elevata del fianco del bacino. Nel tratto compreso tra le due paleovalli, in corrispondenza della risalita

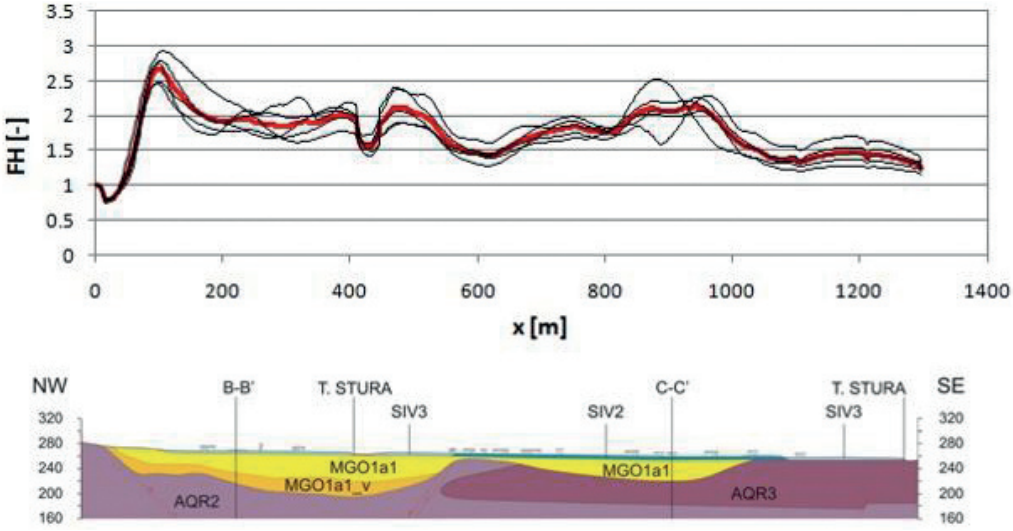


Fig. 2 – Sezione A''-A''' (Barberino Capoluogo): andamento del fattore di amplificazione fH, medio (linea rossa) e per ciascuno dei 5 segnali sismici di input (linee nere).

del bedrock verso la superficie, i fenomeni amplificativi invece si riducono, pur rimanendo significativi (il valore minimo di f_H è pari a 1.45). Nella zona meridionale della sezione, dove il bedrock è superficiale e coperto da uno strato di limitato spessore di depositi fluviali (SIV), si osservano effetti amplificativi contenuti (f_H < 1.5 oltre la progressiva 1140 m circa).

Carte di microzonazione sismica di livello 3. La realizzazione delle analisi di risposta sismica locale bidimensionale ha consentito la redazione della cartografia di microzonazione sismica di livello 3, di cui uno stralcio è riportato in Fig. 3. Tali mappe forniscono una stima quantitativa del parametro amplificativo prescelto (fattore d'amplificazione $F_{HA(0.1-0.5)}$).Per quanto concerne la loro elaborazione, i risultati in termini di f_H, desunti dalle analisi 2D effettuate in corrispondenza delle 12 sezioni geologico-tecniche rappresentative del modello di sottosuolo, sono stati estesi arealmente mediante l'ausilio combinato della cartografia geologica e della cartografia MOPS.

Il modello logico su cui si è basata l'estrapolazione areale dei dati di amplificazione è stato il seguente:

1. rappresentazione su mappa di tratti relativi ad intervalli di valori desunti dai dati di output delle modellazioni dinamiche effettuate, con il relativo valore di f_H;
2. individuazione del modello geologico-tecnico alla base di ogni valore di f_H desunto;
3. identificazione sulle cartografie tematiche esistenti (in particolare geologiche e MOPS) di analoghe condizioni geologico-tecniche su aree in cui non sono disponibili analisi di risposta sismica per assenza di dati di base;
4. confronto con omologhi valori di f_H da analisi bidimensionale e conseguente attribuzione del fattore f_H nelle predette aree;
5. raggruppamento di situazioni tipologiche ed amplificative similari mediante la discretizzazione dell'area in classi distinte caratterizzate da differenti intervalli di f_H;
6. rappresentazione della cartografia prodotta mediante software operante in ambiente GIS.

Sulla base di quanto illustrato precedentemente, l'area in esame può essere suddivisa in 'microzone' sulla base della seguente classificazione:

ZONA A (f_H =1): include le aree di affioramento del substrato sismico, qui rappresentato dalla formazione dell'Acquerino (AQR) e dalla formazione del Falterona (FAL3).

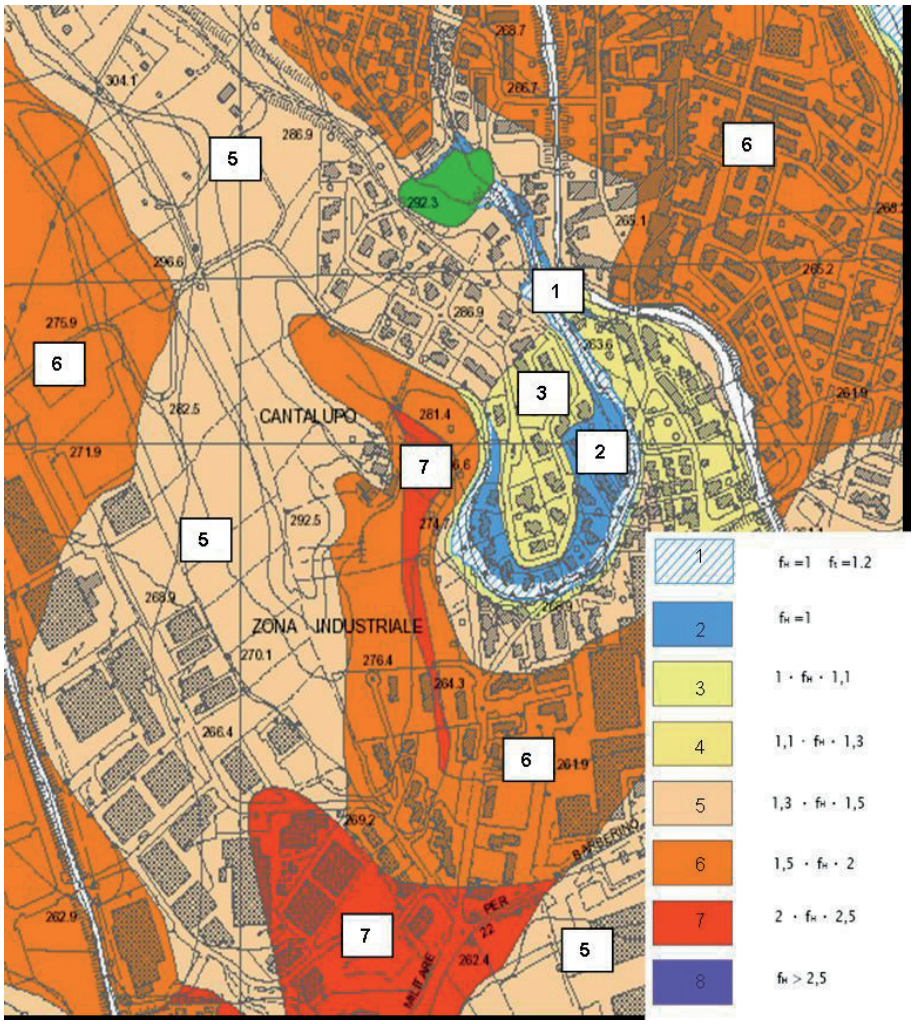


Fig. 3 – Estratto della Carta di Microzonazione Sismica di livello 3 di Barberino di Mugello.

ZONA B (f_H =1;ft = 1.2): include le aree di affioramento del substrato sismico con pendenza superiore a 15°, per le quali dalle analisi di modellazione bidimensionale non sono emersi effetti di amplificazione stratigrafica, ma esclusivamente di natura topografica (sebbene le misure strumentali non abbiano evidenziato indizi di amplificazione). Tali effetti vengono sintetizzati mediante il fattore di amplificazione topografica Ft.

ZONA C ($1 < f_H < 1.1$): include le aree di affioramento dei depositi alluvionali quaternari che presentano generalmente uno spessore contenuto, al di sopra del bedrock sismico;

ZONA D, E, F, G: individuano aree di affioramento prevalentemente costituite da depositi alluvionali e/o lacustri caratterizzati da una bassa (ZONA D; $1.1 \leq f_H < 1.3$), media (ZONA E; $1.3 \leq f_H < 1.5$), medio-alta (ZONA F; $1.5 \leq f_H < 2.0$), elevata (ZONA G; $2.0 \leq f_H < 2.5$) amplificazione sismica;

ZONA H ($f_H \geq 2.5$): riguarda essenzialmente una piccola porzione dell'area industriale di Cavallina, in cui i fattori di amplificazione sismica sono molto elevati.

Secondo le indicazioni dell'Ufficio Prevenzione Sismica della Regione Toscana: "*La cartografia di microzonazione sismica di livello 3 deve rappresentare la cartografia di pericolosità sismica di cui al regolamento regionale 53R/2011, la quale permetterà di*

individuare le condizioni di fattibilità sismica nell'ambito della revisione dello strumento urbanistico comunale. In via preliminare, rimandando la scelta definitiva al professionista che verrà incaricato della revisione dello strumento urbanistico comunale, si consigliano i seguenti abbinamenti per l'individuazione delle classi di pericolosità sismica (di cui al regolamento regionale 53R/2011) limitatamente alle aree in cui è stata redatta la cartografia di microzonazione sismica di livello 3:

ZONA A = classe di pericolosità sismica S1;

ZONA B, C, D = classe di pericolosità sismica S2;

ZONE E, F, G e H = classe di pericolosità sismica S3

Nelle aree interessate dalla cartografia di livello 3 non si ritiene necessario nell'ambito del regolamento urbanistico un approfondimento in termini di nuove indagini se non limitatamente alle zone attualmente non ancora interessate dalla presenza di indagini geognostiche e dove il valore del fattore d'amplificazione (f_H) è derivante da estrapolazione. Limitatamente alle zone E, F, G e H (classe di pericolosità S3) si ritiene obbligatorio inserire, nell'ambito del regolamento urbanistico, che la progettazione di edifici strategici e/o rilevanti ricadenti in classe d'indagine 3 e 4 (di cui al reg. regionale 36R/2009) sia effettuata mediante l'ausilio di analisi di risposta sismica locale di sito, adottando le condizioni più cautelative tra quelle ricavate dall'analisi di sito e quelle ottenute mediante la definizione delle categorie di sottosuolo, di cui alle NTC 2008".

Bibliografia

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

Facciorusso J., Madiai C., Puliti A., Vannucchi G., Baglione M., Fabbroni P., D'Intinosante V.; 2012: *Seismic microzonation of an urban settlement of central Italy: geological features and selection of a suitable amplification factor*. 2nd Int. Conf. on Performance Based Design in Eart. Geot. Eng., Taormina (Italy).

Ferrini M., Baglione M., Calderini F., D'Intinosante V., Danese S., Di Lillo R., Fabbroni P., Iacomelli S., Rossi M., Stano S., Calosi E.; 2007: *Istruzioni Tecniche per le indagini geologico – tecniche, le indagini geofisiche e geotecniche, statiche e dinamiche, finalizzate alla valutazione degli effetti locali nei comuni classificati sismici*. "Progetto Terremoto" in Garfagnana e Lunigiana. Dip.to delle Politiche Territoriali e Ambientali, U.O.C. Rischio Sismico, pp. 279.

ICMS, Gruppo di Lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica,* Conferenza delle Regioni e della Province Autonome – DPC, Roma

Locati M., Camassi R., Stucchi M. (a cura di); 2011: *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11

Madiai C., Simoni G.; 2010: *Confronto tra parametri rappresentativi dell'amplificazione locale ai fini della microzonazione sismica*. 29° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Prato, 26-28 Ottobre 2010. pp. 266-269

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic chracteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface*. Quaterly Report of Railway Technical Res. Inst., Tokyo, 30, 25-33.

STATO DI AVANZAMENTO DEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DELLA REGIONE TOSCANA: ESPERIENZE E CRITICITÀ

M. Baglione, P. Fabbroni, V. D'Intinosante
Ufficio Prevenzione Sismica, Regione Toscana, Firenze

Premessa. L'Ufficio Prevenzione Sismica della Regione Toscana è impegnato, come è noto, ormai da diversi anni nella mappatura sismica del territorio regionale e nello specifico nella programmazione, realizzazione e validazione di indagini e studi di Microzonazione Sismica (di seguito MS).

Tale attività va ad integrarsi a tutti gli studi che già da diversi anni sono stati portati avanti dalla Regione Toscana attraverso il Programma di Valutazione degli Effetti Locali (VEL), nell'ambito del quale sono state migliorate e/o sviluppate metodologie di valutazione degli effetti locali basate su misure sistematiche delle velocità delle onde sismiche trasversali effettuate con varie tecniche (sismica a rifrazione con onde di taglio, prove down-hole, ecc.).

Queste modalità operative hanno consentito di poter fornire un quadro della pericolosità sismica del territorio regionale, la cui attendibilità è direttamente connessa con il grado di approfondimento e di dettaglio dello studio in questione.

Gli studi di MS, avviati obbligatoriamente in Toscana mediante il regolamento regionale 53R/2011 ed incentivati mediante finanziamenti regionali (L.R.58/2009) e nazionali (L. 77/2009 art.11) rivolti ai Comuni, costituiscono ormai un valido, consolidato e riconosciuto strumento per analizzare la pericolosità sismica locale applicabile sia in fase di pianificazione urbanistica, sia in fase di progettazione che in fase emergenziale.

Ad oggi infatti circa il 50% del territorio regionale dispone di studi e indagini di microzonazione sismica di livello 1 già certificati o in fase di realizzazione. Inoltre per n.14 Comuni, la Regione Toscana dispone di studi di microzonazione sismica anche di livello 3; quindi è opportuno effettuare una sintesi delle conoscenze acquisite in modo da evidenziare gli aspetti rilevanti e le eventuali criticità.

Criteri e metodologie di lavoro. Gli studi di MS effettuati dalla Regione Toscana, sono stati realizzati nel rispetto delle "Linee Guida Nazionali per la Microzonazione Sismica e degli Standard di rappresentazione e di archiviazione informatica" (ICMS, 2008) prodotti dalla Commissione tecnica nazionale per la Microzonazione Sismica e recepiti nell'ambito della normativa regionale dalla Regione Toscana con Deliberazioni di Giunta Regionale (n.261/2011; n.741/2012; n.971/2013).

Particolare importanza, in questa prima fase di predisposizione degli studi di MS, è stata data alla redazione degli studi di primo livello. Infatti anche se il primo livello assume una valenza qualitativa senza fornire alcuna indicazione in merito alla quantificazione degli effetti amplificativi attesi, questo tuttavia riveste un ruolo determinante e cruciale nell'indirizzare correttamente i livelli di approfondimento successivi. Lo studio di microzonazione di primo livello deve essere quindi inteso come una vera e propria ricostruzione tridimensionale del contesto geologico di un'area, definendo non solo le geometrie e gli spessori dei corpi sedimentari (e conseguentemente la profondità del substrato geologico), ma anche molti altri aspetti come ad esempio granulometria ed addensamento dei depositi, superficie della falda, morfologia, dissesti gravitativi dei versanti ed altri ancora che possono a vario titolo condizionare la risposta sismica locale di una determinata area e per la definizione dei quali è necessario un approccio multidisciplinare ed integrato del territorio. Pertanto per raggiungere tali obiettivi si è puntato su alcuni aspetti che si ritengono di prioritaria importanza.

1) Definizione dell'area di studio. Gli studi di MS in Toscana, non vengono realizzati sull'intero territorio comunale, ma in corrispondenza delle aree significative che il Comune individua secondo le specifiche tecniche definite all'interno del Programma di Valutazione Effetti Locali, denominato Programma VEL (Ferrini *et al*., 2007); in altre parole, vengono selezionati gli elementi più significativi quali ad esempio i principali centri abitati, gli edifici

strategici e/o le aree di espansione, con una copertura del territorio da definire in funzione delle peculiarità di ciascun territorio, delle problematiche sismiche, della sensibilità politica e non ultimo delle risorse economiche.

Una volta individuate le aree, la delimitazione delle stesse viene effettuata secondo i criteri definiti al par. 3.4.2 degli ICMS e sostanzialmente viene realizzata estendendone il perimetro ad un "congruo intorno", scelto in considerazione non solo degli aspetti urbanistici, ma anche sulla base degli aspetti geomorfologici, geologici e geometrico-strutturali che possono produrre fenomeni di amplificazione sismica locale.

In altre parole, se per esempio l'area oggetto di studio è ubicata su un fondovalle piuttosto stretto, è buona norma estendere l'area considerando tutti gli elementi geomorfologici presenti, inserendo quindi anche i versanti della valle stessa. Una perimetrazione di un'area costituita esclusivamente da sedimenti alluvionali trova giustificazione in bacini ampi e caratterizzati da un substrato geologico posto in profondità, mentre rischia di essere fuorviante in contesti come quelli delle valli appenniniche, dove al contrario, l'inserimento delle spalle rocciose della valle, fornisce utili ed immediate indicazioni in merito alla presenza di un substrato geologico superficiale.

Nello stesso modo verranno evidenziati anche gli aspetti geologici e geomorfologici delle aree poste su versante, dove in caso di rilievi di modesta entità è consigliabile estendere l'area dalla base alla sommità del versante, mentre per versanti con elevato sviluppo planoaltimetrico non potendo ovviamente estendere l'area all'intero versante si ritiene sufficiente estenderla sino a comprendere interamente (dove possibile) i corpi di frana o le placche di detrito/colluvio che interessano ad esempio il centro abitato oggetto di studio.

Ne risulta che nella quasi totalità dei casi l'area su cui avviare le indagini è più estesa rispetto a quella occupata dai centri abitati oggetto di studio. Questo aspetto è basilare e presenza immediate ricadute pratiche anche in termini di controllo di qualità della cartografie prodotte.

2) Reperimento cartografie ed indagini esistenti. Una volta definita l'area di studio il primo importantissimo passo riguarda il reperimento di tutti dati esistenti cominciando con l'analisi delle cartografie geologiche e geomorfologiche disponibili. In tale fase è molto importante eseguire una valutazione del materiale presente in quanto ai fini della microzonazione sismica necessitano cartografie a scala di dettaglio (saranno pertanto da prediligere cartografie in scala 1:2.000 o 1:10.000) di recente realizzazione, che saranno comunque oggetto di una revisione critica da parte del soggetto realizzatore dello studio, anche e soprattutto, in funzione delle evidenze di appositi sopralluoghi eseguiti in campagna e non ultimo, delle risultanze delle indagini esistenti che in molti casi possono fornire utili informazioni ai fini di una accurata rappresentazione delle coperture e dei limiti tra queste ed il substrato geologico dell'area. In altri termini, partendo dalle cartografie geologiche esistenti si deve pervenire ad una cartografia geologica di sintesi che vada a sviscerare le reali problematiche riguardanti la microzonazione dei centri abitati, con particolare riferimento alle coperture che solitamente caratterizzano le aree antropizzate. Se infatti è vero che in una carta geologica classica molto spesso le aree urbanizzate e talvolta anche le coperture detritiche e colluviali vengono trattate sommariamente, privilegiando la rappresentazione dell'assetto strutturale dell'area, ai fini della microzonazione invece tali aree e certi aspetti divengono invece importantissimi e molto spesso determinanti per definire il passaggio tra zone stabili e zone stabili suscettibili di amplificazione locale.

3) Dal modello geologico preliminare al modello geologico definitivo. Una volta definita la cartografia geologica di sintesi è buona norma realizzare un congruo numero di sezioni geologiche "preliminari" allo scopo di definire sin dalle prime fasi del lavoro il modello geologico dell'area alla luce delle conoscenze esistenti.

Questa operazione è di fondamentale importanza per focalizzare sin da subito eventuali zone che per complessità geologico-stratigrafiche o scarsità di dati sismo-stratigrafici necessitano di approfondimenti di indagini e quindi pianificare una adeguata e appropriata campagna di misure HVSR che oltre a chiarire tali aspetti avrà il compito di validare o eventualmente correggere il modello geologico "preliminare".

Proprio per l'importanza che riveste una corretta definizione del modello geologico, in Toscana si è optato per indirizzare le attività verso studi di livello 1 che potessero avvalersi non solo dei dati pregressi ma anche di indagini di nuova realizzazione che sono appunto richieste obbligatoriamente, pervenendo così alla realizzazione di studi di microzonazione di buona qualità che vengono indicati con il nome di livello 1 "pesante".

Le indagini aggiuntive ovviamente varieranno per tipologia e consistenza numerica in funzione del contesto geologico-stratigrafico dell'area, delle indagini esistenti e ovviamente delle risorse disponibili.

In Toscana si è scelto di richiedere obbligatoriamente, nell'ambito degli studi di MS di livello 1, la realizzazione di misure HVSR in quanto tale tipologia di indagine oltre ad avere dei costi piuttosto contenuti, ben si adatta allo scopo di estrapolare ed estendere arealmente dati di natura sismo-stratigrafica derivanti da precedenti campagne di indagine che forniscono informazioni dettagliatissime ma di carattere puntuale.

Inoltre per alcuni siti è stata fatta la scelta di associare alle misure del rumore sismico a singola stazione (HVSR) anche ulteriori misurazioni, effettuate con la collaborazione del Dip.to di Scienze della Terra dell'Università di Firenze, effettuate tramite l'utilizzo di stazioni sismiche, costituite da digitalizzatori Guralp CMG-DM24 a 24 bits equipaggiate di GPS e sismometri triassiali Lennartz 3D/5sec con frequenza di oscillazione propria di 0.2 Hz. In questo modo il confronto tra le registrazioni di terremoti in stazioni installate sui terreni di copertura rispetto alla stazione di riferimento posizionata su substrato sismico (Standard Spectral Ratio SSR, Borcherdt, 1970) privo di effetti di amplificazione significativi, integrate poi anche con le misure di rumore a stazione singola, consente di raggiungere al contempo due importanti obiettivi:

- verificare, validare o correggere le frequenze fondamentali dei terreni ottenute da indagini HVSR basate sul solo rumore sismico;
- fornire una valutazione qualitativa dell'ampiezza dei possibili effetti di amplificazione sismica mediante il rapporto con la stazione di riferimento (Standard Spectral Ratio, SSR).

Questo aspetto è utilissimo per la selezione e perimetrazione delle zone stabili suscettibili di amplificazione in ragione della variabilità del contrasto di impedenza tra substrato e copertura.

Il ricorso a campagne di misure HVSR, meglio se integrate anche con registrazioni di terremoti, fornisce pertanto un utilissimo strumento per la comprensione del modello geologico e solitamente, in contesti piuttosto semplici contraddistinti da una generale omogeneità dei terreni di copertura, la migrazione delle frequenze fondamentali dei depositi è strettamente correlabile con l'approfondimento del substrato geologico mentre l'entità del picco H/V fornisce indicazioni in merito al contrasto di velocità tra i vari corpi sismostratigrafici con particolare riferimento al passaggio substrato sismico-coperture.

L'esempio riportato in Fig. 1 è relativo all'abitato di Vicchio (FI) nell'area del Mugello. Tale sito presenta valori di frequenze fondamentali piuttosto variabili, che vanno da valori elevati (intorno a 5-8 Hz) localizzati prevalentemente in corrispondenza dell'abitato e sul margine meridionale del bacino, a valori mediamente più contenuti (inferiori a 3 Hz) concentrati nella porzione occidentale e settentrionale dell'area di indagine, dove lo spessore della copertura sedimentaria è maggiore. Inoltre i rapporti spettrali HVSR ed SSR mostrano chiari picchi di risonanza: per una serie di stazioni (V08, V09, V10 e V13) è presente un singolo picco di amplificazione a bassa frequenza (0.55-1.67 Hz) per le quali si suggerisce la presenza di un singolo contrasto di impedenza attribuibile al passaggio al bedrock sismico; per le altre stazioni (stazioni V03 e V11) sono invece presenti due picchi di amplificazione, uno a frequenza più bassa (0.7-1.7 Hz), compatibile con il picco spettrale precedente, e uno a frequenza più elevata (3-9 Hz). Tali indagini hanno consentito infine di stimare la profondità dell'interfaccia risonante fondamentale variabile tra 0 e 113 m p.c.

Modello geologico-tecnico. Ai fini della realizzazione di uno studio di microzonazione sismica una volta stabilito in maniera univoca il modello geologico, è necessario pervenire

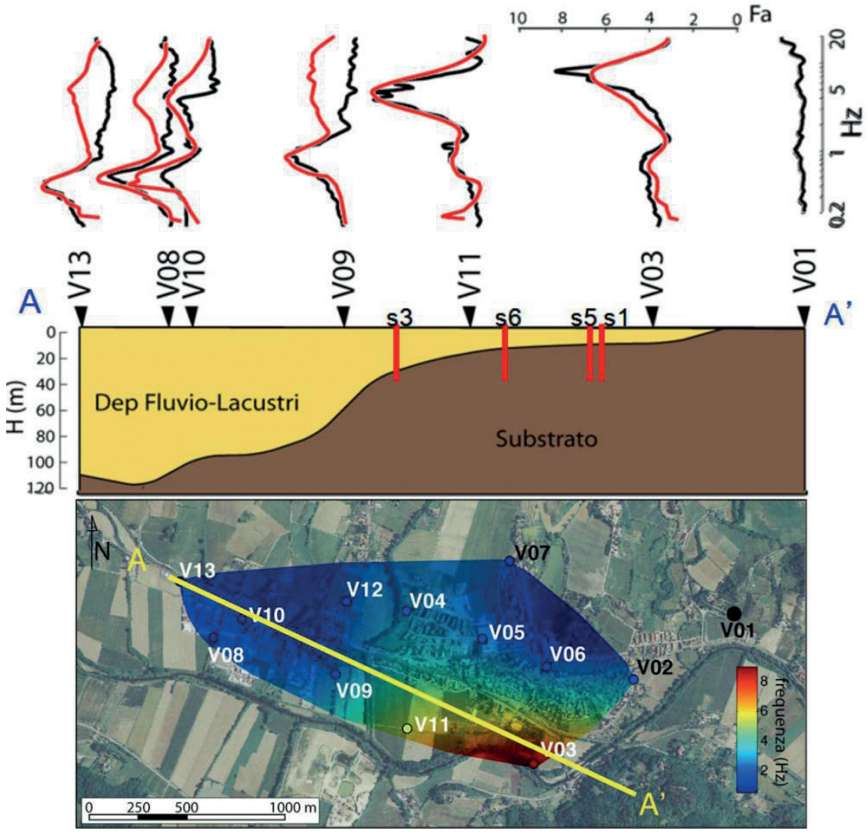


Fig. 1 – Ricostruzione della profondità del substrato sismico eseguito nel comune di Vicchio attraverso l'integrazione delle analisi spettrali (HVSR in nero, $HVSR_t$ in rosso) e dei sondaggi sismo-stratigrafici disponibili. In questo caso la profondità del substrato è stata stimata applicando l'equazione $f=v_s/4H$ dove f è la frequenza, v_s la velocità media delle onde di taglio del pacco sedimentario ricavata dai sondaggi disponibili, ed H la profondità dell'orizzonte risonante.

alla realizzazione del modello geologico-tecnico di sintesi nel quale oltre alle caratteristiche litostratigrafiche saranno evidenziate anche tutte le altre caratteristiche in grado di interagire con lo scuotimento sismico come ad esempio geomorfologia, assetto strutturale, caratteri geotecnici e geofisici e non ultime le caratteristiche idrogeologiche.

A supporto degli studi di microzonazione viene pertanto richiesta la realizzazione della carta geologico-tecnica, dove oltre alla totalità di informazioni derivanti dalla sovrapposizione dei tematismi sopra citati, l'aspetto sostanziale riguarda la rivisitazione del modello geologico stratigrafico definitivo mediante l'individuazione e la perimetrazione di unità geologico tecniche suddivise in base a caratteristiche litotecniche omogenee.

In pratica in questa fase viene richiesta una semplificazione del modello geologico (talvolta estremamente dettagliato) accorpando quei terreni e quei substrati geologici che presentano caratteristiche tra loro similari, ponendo particolare attenzione alla ricostruzione dei rapporti geometrici tra le varie unità (Fig. 2).

Tale fase di accorpamento si rende necessaria per poter passare dalla cartografia geologica all'elaborato finale degli studi di microzonazione sismica di primo livello, ovvero la cartografia delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS).

Le unità geologico-tecniche individuate in questa fase, sia sulla carta, che sulle sezioni geologico-tecniche, di fatto rappresentano gli elementi stratigrafici caratterizzanti le varie microzone omogenee.

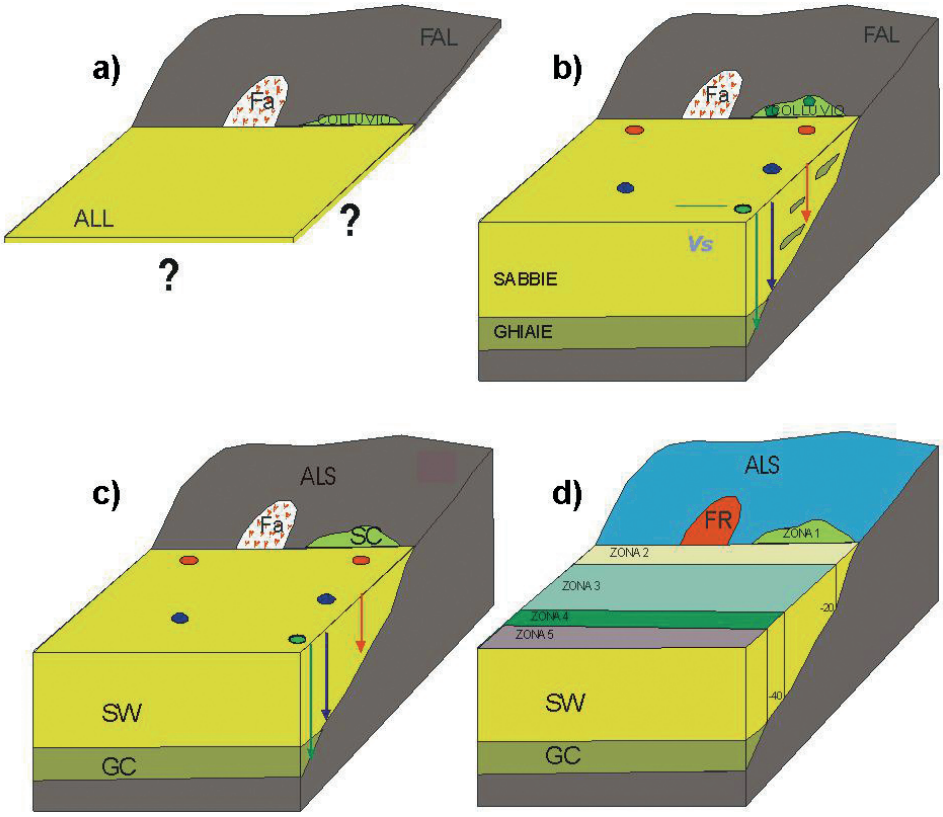


Fig. 2 – Fasi di elaborazione di uno studio di livello 1: a) recupero cartografie esistenti; b) creazione modello geologico definitivo alla luce delle indagini esistenti e di nuova realizzazione (si noti la diversa perimetrazione della copertura colluviale a seguito del reperimento di nuove indagini); c) definizione del modello geologico-tecnico (si noti la scelta di accorpare i corpi lenticolari di ghiaie con limitata estensione areale e stratigrafica alle sabbie); d) Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica.

Nell'operazione di definizione delle unità geologico-tecniche è consigliabile non utilizzare un grado di dettaglio eccessivo, ma piuttosto cercare di accorpare quanto più possibile terreni con caratteristiche sismostratigrafiche e litotecniche tutto sommato comparabili e limitare la definizione di ulteriori unità geologico-tecniche a quei contesti in cui le caratteristiche del substrato geologico o dei depositi variano in maniera significativa.

Dal modello geologico tecnico alla cartografia MOPS. Una volta definito il modello geologico-tecnico dell'area oggetto di studio, la cartografia MOPS altro non sarà che un elaborato di sintesi delle conoscenze nel quale viene di fatto rappresentato il modello geologico-tecnico tridimensionale dell'area suddividendo le varie microzone omogenee in tre grandi gruppi:

- zone stabili,
- zone stabili suscettibili di amplificazione,
- zone instabili.

Ovviamente trattandosi di una rappresentazione del modello geologico-tecnico, la perimetrazione delle microzone dovrà essere congruente con quanto riportato dalla carta e dalle sezioni geologico tecniche. A tal proposito ed allo scopo di evitare banali errori, si consiglia di procedere all'individuazione delle microzone omogenee riferendosi alle sezioni geologico tecniche. Solo successivamente è opportuno riportare tali suddivisioni in carta lungo le tracce delle stesse sezioni, unendo poi tratti corrispondenti alla medesima microzona ed avendo cura di compiere tale raccordo valutando l'eventuale presenza di indagini puntuali o

lineari che ovviamente devono anch'esse risultare congruenti con la successione stratigrafica della microzona entro la quale ricadono. L'accortezza di individuare i limiti delle microzone direttamente sulle sezioni geologico tecniche permette anzitutto di eseguire una suddivisione ragionata degli spessori associati a ciascuna microzona ed inoltre pone al riparo da errori dovuti ad incongruenze tra gli spessori associati a microzone confinanti.

Questa procedura ci pare essere la metodologia migliore possibile che garantisca al tempo stesso un elevato dettaglio, una correttezza del modello e un controllo migliore sulla qualità della cartografia finale.

Conclusioni. E' utile sottolineare come gli studi di MS siano ormai diventati un elaborato indispensabile per la stima della pericolosità sismica ed utile per la successiva fase di pianificazione territoriale. Infatti la Regione Toscana ha incentivato questo percorso, rendendo tali studi obbligatori nell'ambito della revisione degli strumenti urbanistici comunali (Piano Strutturale e/o Regolamento Urbanistico). Tale scelta ha permesso, tra l'altro, di poter raccogliere e/o acquisire in maniera graduale ed omogenea sul territorio una mole notevole di informazioni sui terreni caratterizzata prevalentemente da indagini geotecniche e geofisiche.

Le procedure, i criteri, gli standard (almeno quelli per il livello 1) sono ormai sufficientemente consolidati anche se permangono alcuni elementi di criticità che sono stati illustrati nel presente articolo.

Un ulteriore aspetto da sottolineare è stato quello della notevole crescita professionale della figura del "geologo", che ha acquisito esperienza e capacità (anche grazie ai numerosi corsi di formazione che l'Ordine dei Geologi della Toscana e la Regione Toscana hanno organizzato) nella redazione di studi di microzonazione sismica indispensabili come strumento di pianificazione territoriale e di supporto per la progettazione edilizia.

Bibliografia

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

Ferrini M., Baglione M., Calderini F., D'Intinosante V., Danese S., Di Lillo R., Fabbroni P., Iacomelli S., Rossi M., Stano S., Calosi E.; 2007: *Istruzioni Tecniche per le indagini geologico – tecniche, le indagini geofisiche e geotecniche, statiche e dinamiche, finalizzate alla valutazione degli effetti locali nei comuni classificati sismici*. "Progetto Terremoto" in Garfagnana e Lunigiana. Dip.to delle Politiche Territoriali e Ambientali, U.O.C. Rischio Sismico, pp. 279.

ICMS, Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. 3 vol. e DVD.

PROGRAMMA DI MICROZONAZIONE SISMICA IN ITALIA: CONSIDERAZIONI PRELIMINARI SUI DATI RACCOLTI

S. Castenetto[1], F. Bramerini[1], G. Naso[1], P. Imprescia[2]
[1] Dipartimento della Protezione Civile, Roma
[2] CNR-IGAG, Roma

Introduzione. Dopo il terremoto aquilano del 2009, attraverso l'articolo 11 della legge n. 77 del 24 giugno 2009 per la ricostruzione in Abruzzo, lo Stato ha deciso di investire nella prevenzione del rischio sismico finanziando interventi su tutto il territorio nazionale, grazie ad un fondo istituito nello stato di previsione del Ministero dell'economia e delle finanze. L'utilizzo di tali fondi, 965 milioni di euro ripartiti su 7 annualità, è regolamentato da ordinanze del Presidente del Consiglio dei Ministri e, a partire dall'annualità 2012, dopo l'approvazione

della legge 100/12 di riforma della protezione civile, da ordinanze del Capo del Dipartimento della Protezione Civile.

Gli elementi di novità introdotti dal piano nazionale di prevenzione del rischio sismico riguardano, in particolare, gli strumenti di prevenzione individuati. Tra questi, la microzonazione sismica (MS), che ha visto un significativo sviluppo e diffusione negli ultimi trent'anni.

Dopo l'emanazione della prima ordinanza (OPCM 3907/10), tutte le Regioni hanno legiferato per recepire nella pianificazione urbanistica le indagini di microzonazione sismica, vincolando l'approvazione dei piani alla preventiva realizzazione e valutazione degli studi di MS. Inoltre, tutte le Regioni hanno adottato gli standard per le indagini di MS (il riferimento sono gli "Indirizzi e criteri", predisposti nel 2008 dal Dipartimento della Protezione Civile con le Regioni; Gruppo di Lavoro MS, 2008) e gli standard di archiviazione informatica definiti da una Commissione tecnica interistituzionale appositamente predisposta, garantendo l'omogeneità e la confrontabilità dei risultati sul territorio nazionale (Commissione tecnica MS3907, 2014).

Stato di attuazione del programma. Le ordinanze emanate, ad oggi, sono le seguenti:

- OPCM 3907 del 13.11.2010, per l'annualità 2010;
- OPCM 4007 del 29.02.2012, per l'annualità 2011;
- OCDPC 52 del 20.02.2013, per l'annualità 2012;
- OCDPC 171 del 19.06.2014, per l'annualità 2013.

Le attività previste vengono attuate attraverso programmi delle Regioni, a ciascuna delle quali è stata assegnata un'aliquota del fondo complessivo, proporzionale al rischio sismico dell'ambito territoriale, così come calcolato a partire anche dagli studi dei centri di competenza del Dipartimento della Protezione Civile. Dall'annualità 2012, gli studi di MS devono essere obbligatoriamente accompagnati dall'analisi della condizione limite per l'emergenza (CLE) dell'insediamento urbano, per una maggiore integrazione delle azioni volte a mitigare il rischio sismico e a migliorare la gestione delle attività di emergenza subito dopo un terremoto.

La CLE indica la condizione per cui un insediamento urbano, dopo un terremoto, nonostante i danni subiti interrompano la quasi totalità delle funzioni urbane presenti, compresa la residenza, conserva comunque l'operatività della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza, la loro accessibilità e connessione con il contesto territoriale (Bramerini *et al*., 2013). La sua analisi è finalizzata a determinare, dunque, il grado di resilienza dell'insediamento urbano, rispetto a condizioni estreme determinate dalla distruzione prodotta da un forte terremoto.

Il supporto e il monitoraggio, a livello nazionale, per gli studi di MS e per l'analisi della CLE, sono garantiti dalla Commissione tecnica prevista dall'OPCM 3907/10 (art. 5) e istituita con DPCM del 21 aprile 2011. Relativamente allo stato di attuazione delle attività finanziate con le prime tre annualità del fondo (per la quarta annualità non sono ancora disponibili i programmi delle Regioni), sono stati consegnati 406 studi finanziati con i fondi dell'annualità 2010 (OPCM 3907/10). Per l'annualità 2011 (OPCM 4007/12), quasi tutte le Regioni hanno presentato il programma di utilizzo dei fondi e, ad oggi, sono previsti 620 studi, dei quali 445 accompagnati dall'analisi della CLE che, per l'annualità 2011, può essere facoltativamente realizzata dalle Regioni. Infine, molte Regioni hanno già approvato e trasmesso ufficialmente il programma di attività che sarà finanziato con i fondi dell'annualità 2012 (OCDPC 52/13): 638 studi che saranno accompagnati obbligatoriamente, come previsto, dall'analisi della CLE realizzata contestualmente allo studio di microzonazione sismica.

Dopo tre anni di utilizzo dei fondi, dunque, sono stati realizzati o sono in corso di realizzazione 1659 studi di MS (Fig. 1), corrispondenti ad altrettanti comuni, che rappresentano poco meno della metà dei comuni finanziabili (3896 comuni con ag≥ 0.125 g).

Ciascuno studio ha previsto la realizzazione dei seguenti elaborati cartografici: la carta delle indagini, la carta geologico tecnica, la carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica

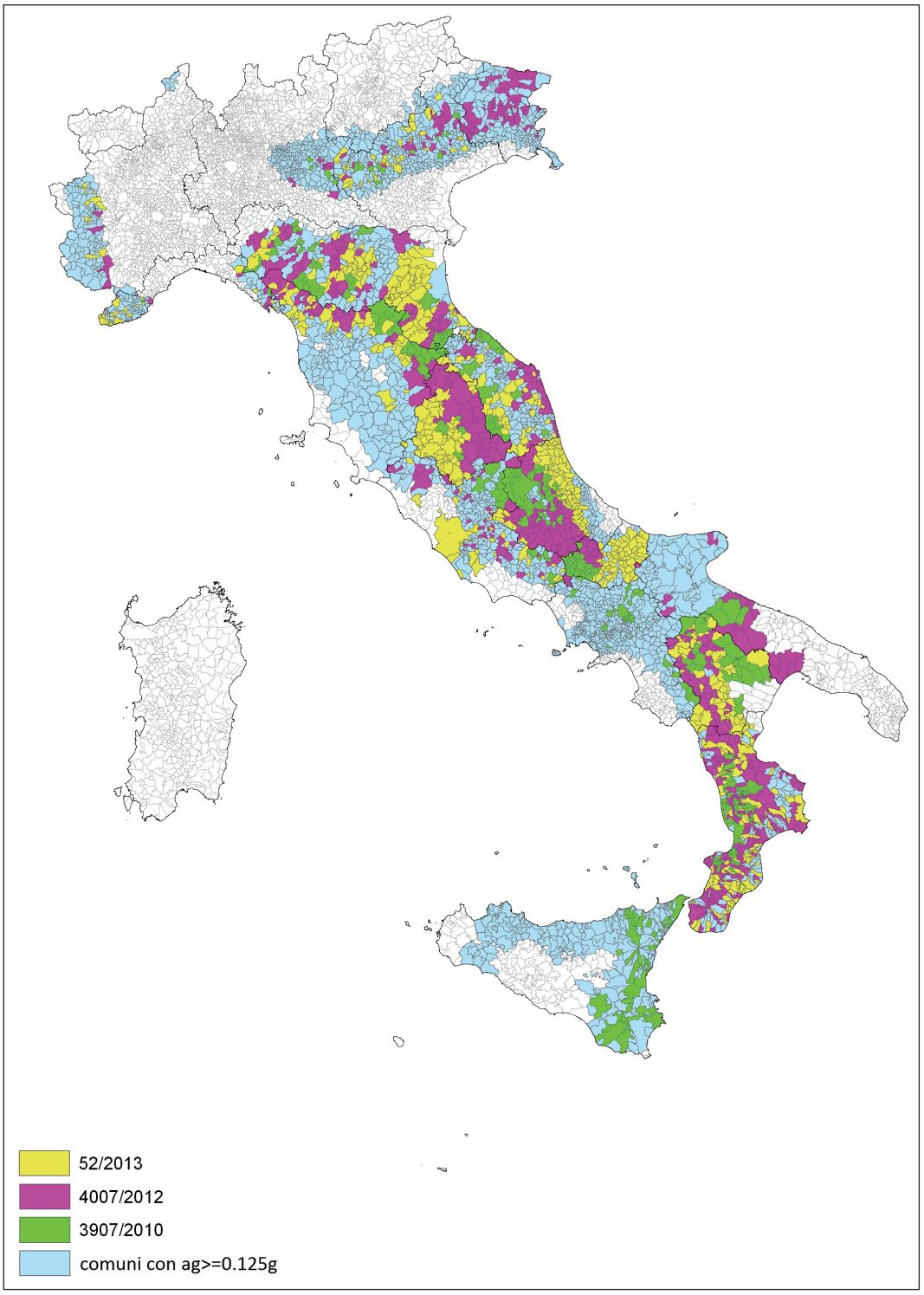


Fig. 1 – Distribuzione dei territori oggetto degli studi di MS finanziati con i fondi dell'art. 11 (L. 77/09) distinti per annualità di finanziamento.

(MOPS) e, per gli studi di livello superiore al primo, le carte di Microzonazione Sismica di livello 2 e/o 3. Alcuni comuni, a corredo degli studi effettuati, hanno prodotto anche la carta delle frequenze fondamentali del terreno che riporta i valori di f_0 ottenuti dalle analisi dei rapporti spettrali H/V acquisiti da misure di rumore sismico (Albarello e Castellaro, 2011).

Statistiche sui dati raccolti. L'attività istruttoria svolta dalla Commissione Tecnica ha consentito di validare ad oggi circa 460 studi di MS relativi alle prime due annualità. Su un campione di 303 di questi studi sono state elaborate alcune statistiche.

I comuni interessati dai fondi art.11 (ag≥ 0.125 g, all. 7 alle OPCM) coprono, in termini di superficie, poco più della metà del territorio nazionale. Gli studi di MS del campione considerato (relativi ai soli centri urbanizzati e non agli interi territori comunali) coprono circa il 7% dell'intera superficie urbanizzata. Se si considerano le aree urbanizzate, gli studi hanno interessato una superficie complessiva di 760,8 km^2 ed una popolazione di 2.800.533[1] abitanti (Tab. 1).

La maggior parte dei comuni italiani (72%) ha una popolazione inferiore ai 5000 abitanti. L'attività di studio realizzata rispecchia tale caratteristica. Infatti, oltre la metà degli studi riguarda comuni con popolazione inferiore ai 5000 abitanti.

Tab. 1 - Comuni per classi di popolazione e zone sismiche.

Popolazione residente	Numero Comuni	Numero Comuni senza MS	Numero Comuni con MS	Numero Comuni per zone sismiche senza MS				Numero Comuni per zone sismiche con MS			
				Z1	Z2	Z3	Z4	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop<=5000	5.836	5.648	188	397	1.446	2.565	1.240	74	100	14	-
5000<Pop <=10000	1.153	1.115	38	44	398	531	142	8	22	8	-
Pop>10000	1.112	1.035	77	38	380	490	127	9	54	14	-
Totale	8.101	7.798	303	479	2.224	3.586	1.509	91	176	36	-

Considerando la pericolosità sismica di base (classificazione sismica), il 45% dei comuni ricade in zona 3, il 29% in zona 2 e il 19% in zona 4. In zona 1, a più elevata pericolosità, ricade solo il 7% dei comuni italiani. Da questo punto di vista, nel rispetto dei principi e obiettivi dell'art.11, le indagini di MS che costituiscono il campione analizzato hanno riguardato i comuni a più elevata pericolosità sismica (92%), classificati in zona 1 e 2 (Tab. 2).

Tab. 2 - Comuni per classi di popolazione e zone sismiche.

Popolazione residente	Numero Comuni	Numero Comuni senza MS	Numero Comuni con MS	Numero Comuni per zone sismiche senza MS				Numero Comuni per zone sismiche con MS			
				Z1	Z2	Z3	Z4	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop<=5000	72,0	72,4	62,0	82,9	65,0	71,5	82,2	81,3	56,8	38,9	-
5000<Pop <=10000	14,2	14,3	12,5	9,2	17,9	14,8	9,4	8,8	12,5	22,2	-
Pop>10000	13,7	13,3	25,4	7,9	17,1	13,7	8,4	9,9	30,7	38,9	-
Totale	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	-

Oltre metà della popolazione (38 milioni di abitanti circa) vive in comuni con oltre 10.000 abitanti e i restanti 19 milioni circa in comuni con meno di 10.000 abitanti (Tab. 3). La maggioranza della popolazione (85% circa) vive in zone classificate 2 e 3, solo il 5% circa

1 Le elaborazioni sono state effettuate sulla base dei dati disponibili sul sito dell'ISTAT, relativi al censimento dell'anno 2011.

della popolazione vive in zona 1 (Tab. 4). Anche questa lettura avvalora la scelta strategica di iniziare prioritariamente a finanziare i territori a maggiore pericolosità, dove si concentra circa il 90% della popolazione.

Tab. 3 - Abitanti per classi di popolazione e zone sismiche (in milioni).

Popolazione residente	Abitanti	Abitanti per zone sismiche senza MS				Abitanti per zone sismiche con MS			
		Z1	Z2	Z3	Z4	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop<=5000	10,59	0,74	2,85	4,65	1,93	0,14	0,24	0,03	-
5000<Pop<=10000	8,04	0,30	2,79	3,68	1,00	0,06	0,15	0,06	-
Pop>10000	38,36	1,41	15,67	15,76	3,30	0,25	1,59	0,38	-
Totale	57,00	2,45	21,32	24,10	6,23	0,45	1,98	0,47	-

Tab. 4 - Abitanti per classi di popolazione e zone sismiche (valori percentuali).

Popolazione residente	Abitanti	Abitanti per zone sismiche senza MS				Abitanti per zone sismiche con MS			
		Z1	Z2	Z3	Z4	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop<=5000	100,00	6,96	26,93	43,93	18,25	1,37	2,29	0,28	-
5000<Pop <=10000	100,00	3,71	34,74	45,83	12,45	0,70	1,86	0,73	-
Pop>10000	100,00	3,68	40,85	41,08	8,60	0,65	4,14	1,00	-
Totale	100,00	4,29	37,40	42,28	10,94	0,79	3,47	0,83	-

Considerando la pericolosità sismica locale, dall'analisi degli studi pervenuti, è emerso che circa 36 km^2 su un totale di 760 circa ricadono in zone stabili, ossia meno del 5%. 91 km^2 ricadono in zona instabile (circa l'11%) e circa 633 km^2 sono classificati come zone suscettibili di amplificazione, ossia l'83% dell'intero territorio indagato (Tab. 5).

Tab. 5 - Superficie in kmq, con e senza MS, per classi di popolazione.

Popolazione residente	Comuni Istat 2001 (8101 Comuni)		Comuni Allegato 7 (3896 Comuni)		MS (località abitate)			
	Totale	Località abitate	Totale	Località abitate	Totale	Zone stabili	Zone stabili SA	Zone Instabili
Pop<=5000	166.640,2	5.184,1	89.326,0	2.414,8	176,4	20,5	127,7	28,2
5000<Pop <=10000	49.416,6	3.394,1	30.417,0	1.970,9	70,6	2,9	60,4	7,3
Pop>10000	84.659,8	10.616,0	55.010,0	6.587,0	513,9	13,0	445,3	55,6
Totale	300.716,6	19.194,2	174.753,0	10.972,8	760,8	36,3	633,5	91,0

L'analisi del numero e delle dimensioni delle zone evidenzia (Tab. 6):

- le zone instabili sono numericamente le più rappresentate, ma le meno estese (dimensione media inferiore ai 0.05 km^2)
- le zone stabili sono numericamente le meno rappresentate, con estensione media che varia tra 0,12 kmq e 0,36 km^2, nei centri con popolazione superiore a 10.000 abitanti
- le zone stabili suscettibili di amplificazione sono mediamente le più estese, in particolare, come per le altre zone, nei centri abitati più popolosi (circa 0,74 km^2).

Tab. 6 - Numero e dimensione delle zone omogenee per classi di popolazione.

Popolazione residente	Zone stabili		Zone stabili SA		Zone instabili	
	Numero zone	Dimensione media (kmq)	Numero zone	Dimensione media (kmq)	Numero zone	Dimensione media (kmq)
Pop<=5000	176	0,12	1224	0,10	2048	0,01
5000<Pop <=10000	26	0,11	296	0,20	368	0,02
Pop>10000	36	0,36	605	0,74	1111	0,05
Totale	238		2125		3527	

La maggiore estensione delle zone nei centri abitati popolosi potrebbe essere spiegata con la maggiore diffusione di tali centri in aree di pianura, dove la minore complessità geologica consente di definire zone omogenee più estese. Interessante anche l'analisi della distribuzione delle tipologie di instabilità (Tab. 7): le instabilità di versante, come naturale, sono le più rappresentate, seguono le liquefazioni, mentre solo il 3% del territorio esaminato e classificato instabile lo è a causa della presenza di faglie attive e capaci

Tab. 7 - Percentuale del territorio interessato dalle diverse tipologie di instabilità.

Instabilità	% territorio interessato
Instabilità di versante	63
Liquefazioni 31	
Aree interessate da deformazioni dovute a faglie attive e capaci	3
Sovrapposizione di zone suscettibili di instabilità differenti	2
Cedimenti differenziali	1

Relativamente alle indagini realizzate e/o pregresse (Tab. 8), il maggior numero di indagini sono presenti, come è logico aspettarsi, nei centri più popolosi e, tra le indagini, quelle puntuali risultano di gran lunga le più diffuse (circa l'88% del totale). Di tutte le indagini, inoltre, la maggiore disponibilità caratterizza le zone stabili suscettibili di amplificazione (SA) che, però, sono mediamente le più estese. Le indagini nelle zone SA rappresentano l'82% del totale, mentre le stesse zone numericamente rappresentano il 36% del totale e l'83% della superficie su cui sono stati svolti studi di microzonazione. Queste percentuali evidenziano i maggiori approfondimenti realizzati nelle aree potenzialmente soggette a modificazioni dello scuotimento sismico per caratterizzare quantitativamente l'entità di tale amplificazione dei terreni. Viceversa, il numero di indagini realizzate nelle zone instabili, circa il 13% del totale, a fronte del numero elevato di zone di tale tipo (circa il 60% del totale) evidenzia la difficoltà di realizzare indagini in situazioni geologiche complesse e anche, tenuto conto del livello di approfondimento, la scelta di eseguire ulteriori indagini nei livelli successivi (2 e 3) di MS. Infine, se si va a calcolare il rapporto fra numero di indagini (puntuali e lineari) e superficie microzonata nel complesso (Tab. 9), si nota che mediamente vi è sempre un maggior numero di indagini per le zone instabili. Nel caso dei comuni con popolazione compresa fra 5000 e 10000 abitanti si raggiungono i rapporti maggiori, sfiorando 70 indagini per km^2.

Tab. 8 - Distribuzione delle indagini per classe di popolazione e tipologia di zona omogenea.

Popolazione residente	Numero di Indagini							
	Totale		Zone stabili		Zone stabili SA		Zone Instabili	
	Indagini puntuali	Indagini lineari	Indagini puntuali	Indagini lineari	Indagini puntuali	Indaginii lineari	Indagini puntuali	Indagini lineari
Pop<=5000	5.658	1.079	533	47	3.967	751	1.158	281
5000<Pop <=10000	3.484	346	135	9	2.878	298	471	39
Pop>10000	9.639	1.121	87	27	8.704	984	848	110
Totale	18.781	2.546	755	83	15.549	2.033	2.477	430
Totale generale	21.327		838		17.582		2.907	

Tab. 9 - Rapporto fra numero di indagini (lineari e puntuali) e superficie nel complesso, per tipologia di zona e per classe di popolazione.

Popolazione residente	Zone stabili	Zone stabili SA	Zone Instabili
Pop<=5000	28,3	36,9	51,0
5000<Pop<=10000	49,7	52,6	69,9
Pop>10000	8,8	21,8	17,2
Totale	23,1	27,8	31,9

La quantità di indagini necessarie a definire adeguatamente una zona è funzione, infatti, della complessità geologico tecnica dell'area: un'area complessa necessita di un maggior numero di indagini, in quanto la variabilità e l'eterogeneità del contesto non consentono di estendere i dati relativi ad un'indagine ad un'area sufficientemente ampia del territorio circostante. Analogamente, la distribuzione spaziale delle indagini è funzione del livello di risoluzione e attendibilità del modello di sottosuolo che si vuole ottenere. Dal punto di vista della tipologia di indagini (Tab. 10), distinte per classi tipologiche (geotecnica di laboratorio, geotecnica in sito, geologia, idrogeologia, geofisica), le indagini geotecniche in sito (prevalentemente prove penetrometriche), le indagini geologiche (sondaggi) e le indagini geofisiche rappresentano le tipologie più diffuse. Nelle indagini geofisiche le misure di rumore ambientale sono largamente diffuse, sia per il costo contenuto che per le informazioni desumibili. Penetrometrie e sondaggi rappresentano, poi, le indagini geognostiche classiche che consentono di definire il modello di sottosuolo sia da un punto di vista stratigrafico che di caratterizzazione meccanica, integrando i dati ottenuti attraverso le indagini geofisiche.

Tab. 10 - Numero di indagini per tipologia.

Classe di indagine	Codice classe	GL	GS	GG	IG	GE	GF	?
	Classe	Geotecnica di laboratorio	Geotecnica in sito	Geologia	Idrogeologia	Geoelettrica	Geofisica	Non nota
Totale		2764	5357	6172	1215	375	5350	94

Prospettive future. Con la pubblicazione della OCDPC 171 del 19 giugno 2014 siamo giunti oltre la metà del percorso delle attività realizzate con i fondi dell'art.11 (L. 77/09). Le prime tre ordinanze (OPCM3907, OPCM4007, OCDPC52) hanno consentito di realizzare studi di microzonazione sismica su circa il 50% dei comuni italiani per i quali è possibile utilizzare i fondi (ag≥0.125). Alcune Regioni hanno completato lo studio di livello 1 (livello di base, propedeutico agli approfondimenti successivi) dei comuni finanziabili (Basilicata) o stanno completando l'aggiornamento ai nuovi standard degli studi realizzati in passato (Puglia, Lazio). Altre Regioni hanno avviato studi di livello 2 (Umbria, Emilia Romagna) e la realizzazione di abachi regionali per l'applicazione dei metodi semplificati (Liguria, Puglia). Sono stati anche realizzati studi di livello 3 in situazioni geologiche complesse (Toscana).

Giunti dunque al giro di boa del percorso avviato nel 2009, quali sono le prospettive future degli studi di microzonazione simica, nel rispetto degli obiettivi definiti dal piano nazionale per la riduzione del rischio sismico?

Innanzitutto il completamento del livello 1 di MS per tutto il territorio a più elevata pericolosità sismica. Quindi, la realizzazione di approfondimenti di livello 3 su aree geologicamente complesse. Infatti, le aree instabili sono potenzialmente quelle che più condizionano i processi pianificatori del territorio. Tali approfondimenti potranno avvalersi delle linee guida predisposte per la gestione del territorio interessato da instabilità cosismiche (faglie attive e capaci, fenomeni di liquefazione, frane sismoindotte; Scionti e Gruppo di lavoro MS, 2013).

Attraverso valutazioni costi benefici potranno essere individuate le tipologie di indagine che meglio si prestano a definire il modello di sottosuolo, predisponendo indirizzi per la realizzazione dei livelli 3 di MS che sono, ad oggi, il livello di studio con le maggiori problematiche legate, da un lato, all'impegno richiesto, economico e di competenze, dall'altro alla scarsa familiarità, soprattutto del mondo professionale, con i metodi di analisi numerica impiegati per la simulazioni.

L'obiettivo futuro è anche quello di ottenere una maggiore integrazione degli studi di MS con la pianificazione dell'emergenza, attraverso l'analisi della CLE e lo studio dell'operatività degli edifici strategici in caso di terremoto.

Infine, l'estensione e la diffusione delle zone SA, come emerge dalle analisi statistiche eseguite sul campione, evidenziano la necessità di approfondimenti per la definizione dei fattori di amplificazione, eseguendo nuove indagini che consentano di fornire utili informazioni anche a supporto degli studi di risposta sismica locale previsti dalla normativa tecnica NTC per la progettazione di nuove opere (NTC, 2008).

Riconoscimenti. Si ringraziano Maria Sole Benigni, Monia Coltella, Chiara Conte, Margherita Giuffrè, Bruno Quadrio e Veronica Scionti per il prezioso lavoro svolto nell'ambito della struttura di supporto alla Commissione tecnica interistituzionale (OPCM 3907/10) e per aver fornito spunti interessanti e utili osservazioni.

Bibliografia

Albarello D., Castellaro S.; 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

Bramerini F., Cavinato G.P., Fabietti V. (a cura di); 2013: *Strategie di mitigazione del rischio sismico e pianificazione. CLE: Condizione Limite per l'Emergenza*. Dossier Urbanistica, Urbanistica Informazioni, a. XVII, n. 130, INU edizioni.

Commissione tecnica MS3907; 2014: *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica degli studi di MS vers. 3.0*, http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/StandardMS_3.0_open.pdf

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.

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.

Scionti V., Gruppo di lavoro MS; 2013: *Proposte di integrazione degli ICMS (2008): le instabilità cosismiche negli studi di microzonazione sismica*. In Atti del 32° convegno nazionale GNGTS, Trieste.

L'IMPATTO DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA ORIGINALE SUGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DI PRIMO LIVELLO: IL CASO DI FRANCOFONTE (SICILIA SUD-ORIENTALE)

S. Catalano[1], F. Pavano[1], G. Romagnoli[1], G. Sturiale[1], A. Torrisi[2], G. Tortorici[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. Gli studi di Microzonazione Sismica (MS) di livello 1 consistono nella raccolta di dati pregressi, secondo quanto previsto dagli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica" [ICMS: Gruppo di Lavoro MS (2008)], con l'obiettivo di definire le microzone qualitativamente omogenee dal punto di vista sismico. Seppure considerato un livello propedeutico, i risultati ottenuti nel livello 1 influenzano pesantemente l'esito finale della MS, come nel caso dell'identificazione di zone stabili, sulle quali non vi saranno ulteriori approfondimenti, o della scelta del livello di approfondimento (secondo e/o terzo) da adottare nelle fasi di studio successive per le zone stabili suscettibili di amplificazione locali e in quelle suscettibili di instabilità. Dall'esito del primo livello di approfondimento dipende quindi l'approccio metodologico da adottare nei livelli successivi. Sarebbe quindi fondamentale, per il buon esito della MS, che già dal primo livello di approfondimento fossero acquisite le conoscenze geologiche necessarie e sufficienti per poter definire un modello di sottosuolo di riferimento ben vincolato, possibilmente non passibile di modifiche nel corso delle fasi di studio successive, durante le quali sono previste nuove indagini. Allo stato attuale, i dati geologici sono sintetizzati nella "Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica" (CGT_MS) che è stata introdotta negli studi preliminari solo in seguito agli aggiornamenti degli ICMS (contenuti nel supplemento a "Ingegneria Sismica" anno XXVIII, n.2, 2011, a cura di Martini *et al.*), e degli "Standard di rappresentazione e archiviazione informatica" (MS Gruppo di lavoro 2012). Questo elaborato è stato concepito per rappresentare i rapporti tra terreni di copertura e terreni del substrato geologico, funzionali alla definizione del modello di sottosuolo adottato ai fini della microzonazione, limitando gli obiettivi alla definizione dell'entità del contrasto lito-tecnico e meccanico e alla valutazione della profondità del contatto. La CGT_MS rappresenta, dunque, più un documento ispirato ai contenuti delle classiche carte geomorfologiche, che a quelli propri delle carte geologiche. Tale aspetto comporta una difficoltà sistematica di trasferimento delle informazioni dalle carte geologiche pre-esistenti (es. carte relative a studi geologici a supporto di strumenti urbanistici) che, in funzione dell'anno di esecuzione e delle norme all'epoca vigenti, non sempre contengono tutti i dati essenziali richiesti per la redazione della CGT_MS. Questa deve sintetizzare le informazioni di base (geologia, geomorfologia, caratteristiche litotecniche, geotecniche e idrogeologiche) da ricavare dalla integrazione di dati generalmente contenuti in differenti carte tematiche di un determinato territorio (carte geomorfologiche, carte litotecniche e idrogeologiche). Seppure presenti in molti studi a supporto di strumenti urbanistici, le carte tematiche in molti casi di studio si sono rivelate prodotti derivati dalla carta geologica, senza ulteriori approfondimenti specifici, utilizzabili ai fini della MS solo in condizioni di assetti geologici semplici, in cui la suddivisione tra copertura e substrato è univoca ed esaustiva ai fini della ricostruzione del comportamento delle microzone. In casi di assetti geologici più complessi, è necessario verificare la qualità dei dati pregressi e la loro effettiva significatività ai fini della individuazione del limite coperture/substrato e alla ricostruzione della geometria del sottosuolo. E' insito che in tale processo siano necessarie indagini geologiche di nuova esecuzione, non ritenute obbligatorie e quindi indispensabili negli studi di MS di livello 1, sulle base delle quali verificare la validazione dei dati precedenti. Gli attuali indirizzi lasciano alla discrezione dell'operatore tale valutazione, creando un ampio margine di soggettività nella definizione della qualità del dato finale, specialmente se non supportata da conoscenze acquisite in maniera indipendente da utilizzare come confronto con i dati pregressi.

Nel presente lavoro, viene illustrato il caso di studio del comune di Francofonte (SR),

esemplificativo dell'importanza fondamentale degli studi geologici originali sin dal primo livello di approfondimento, come elementi imprescindibili per verificare e migliorare la qualità del dato da utilizzare ai fini della MS. Nel caso in esame, le informazioni geologiche pregresse risalgono a studi condotti nel 1994 ed ispirati ad un quadro lito-stratigrafico desunto dalla cartografia geologica alla scala 1:50.000 all'epoca esistente, nella quale i complessi rapporti geometrici tra i terreni plio-pleistocenici affioranti nell'area sono stati sintetizzati in uno schema estremamente semplificato. La raccolta di nuovi dati di terreno, finalizzata all'elaborazione di una nuova carta geologica (in scala 1:5000) e di una serie di sezioni geologiche, ha consentito di ricostruire un quadro lito-stratigrafico molto più articolato di quello precedentemente prefigurato. Al fine di evidenziare l'incidenza dei nuovi dati sull'esito finale degli studi di MS, ovvero la "Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica" (carta delle MOPS), di seguito si propone il confronto tra le cartografie ricavate dalla semplice applicazione dei dati pregressi con quelle ottenute utilizzando i dati geologici originali.

Lineamenti geologici. Il territorio comunale di Francofonte è ubicato alla terminazione occidentale del *Graben* di Scordia-Lentini, una depressione tettonica di età pleistocenica, delimitata da faglie normali orientate in direzione NE-SO, che borda il margine nord-occidentale del Plateau Ibleo (Ghisetti e Vezzani, 1980; Lentini *et al*., 1994). Questo bacino estensionale si è originato dal collasso delle successioni carbonatiche iblee e delle vulcaniti plio-pleistoceniche ad esse associate (Lentini *et al*., 1984), sulle quali si è depositata una sequenza sin-tettonica trasgressiva di età compresa tra circa 1.5 a 0.9 Ma (Pedley *et al*., 2001), caratterizzata da facies calcarenitico-sabbiose marginali, evolventi lateralmente e verso l'alto ad argille marnose, diffuse nelle aree depocentrali della depressione. L'abitato di Francofonte è ubicato nella zona di contatto tra le sequenze sintettoniche pleistoceniche del *Graben* ed il substrato vulcanico suprapliocenico. Su tale substrato, Carbone *et al*. (1986) riconoscono un unico ciclo marino del Pleistocene inferiore, costituito sia da depositi interpretati come emiciclo trasgressivo di natura calcarenitica e argillosa che da quelli assegnati a un emiciclo regressivo di natura conglomeratico-sabbiosa.

Le informazioni ricavate dagli studi geologici pregressi hanno fornito un quadro estremamente semplificato dei rapporti geometrici tra i differenti terreni affioranti nell'area dell'abitato. Nella carta geolitologica allegata allo studio geologico a supporto del P.R.G. (Fig. 1a), i depositi sedimentari affioranti sono stati attribuiti ad un unico ciclo, costituito da litofacies eteropiche variabili, da ovest ad est, da calcarenitico-sabbiosa ad argilloso-sabbioso-calcarenitico, che ricopre in discordanza le lave, che costituiscono l'ossatura della dorsale di Francofonte. Questi dati permetterebbero la realizzazione di una CGT_MS (Fig. 2a) molto semplificata.

Indagini geologiche ed elaborazioni delle carte per gli studi di ms di livello 1. La verifica della validità del modello geologico deducibile dai dati geologici pregressi è stata basata sui risultati di un rilevamento geologico originale alla scala 1:5000 che ha permesso una dettagliata ricostruzione delle unità lito-stratigrafiche affioranti e delle loro geometrie tridimensionali. Esse sono riconducibili alla deposizione di più cicli sedimentari di natura sin-tettonica, che configurano una notevole complessità della successione sedimentaria affiorante nell'area di Francofonte. La nuova carta geologica (Fig. 1b) è stata utilizzata per elaborare la CGT_MS (Fig. 2b). In questo elaborato cartografico le unità litologiche, precedentemente individuate nel corso della realizzazione della carta geologica sono state suddivise in terreni di copertura ed in substrato geologico, secondo i criteri di classificazione previsti dagli "Standard di rappresentazione e archiviazione informatica" (Gruppo di Lavoro MS, 2012). In tali standard, viene di fatto a priori esclusa la possibilità di inserire tra i terreni di copertura sia i livelli lavici massivi che i depositi marini ben cementati dei terrazzi marini, comuni a vaste aree della Sicilia orientale e largamente riscontrati nel territorio comunale analizzato. La difficoltà che presenta la realizzazione della CGT_MS in aree vulcaniche è stata approfondita nello studio di microzonazione effettuato nel territorio etneo da Catalano *et al*. (2013), grazie al quale si è giunti all'integrazione della simbologia prevista dai documenti tecnici con l'inserimento del

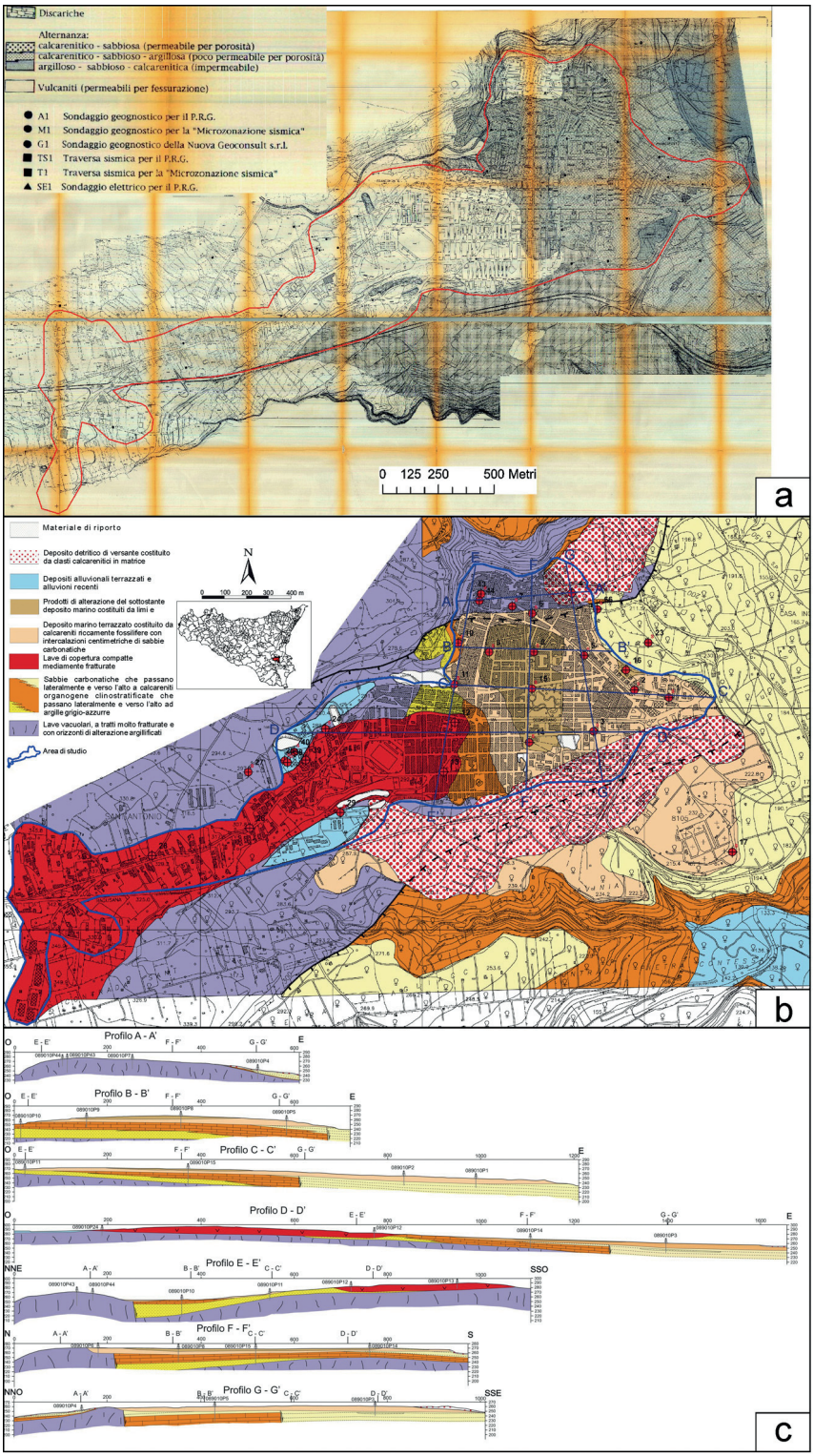


Fig. 1 – a) Stralcio della "Carta Geolitologica" allegata allo studio geologico a supporto del P.R.G.; b) Carta geologica alla scala 1:5000 elaborata con studi geologici originali; c) Sezioni geologiche.

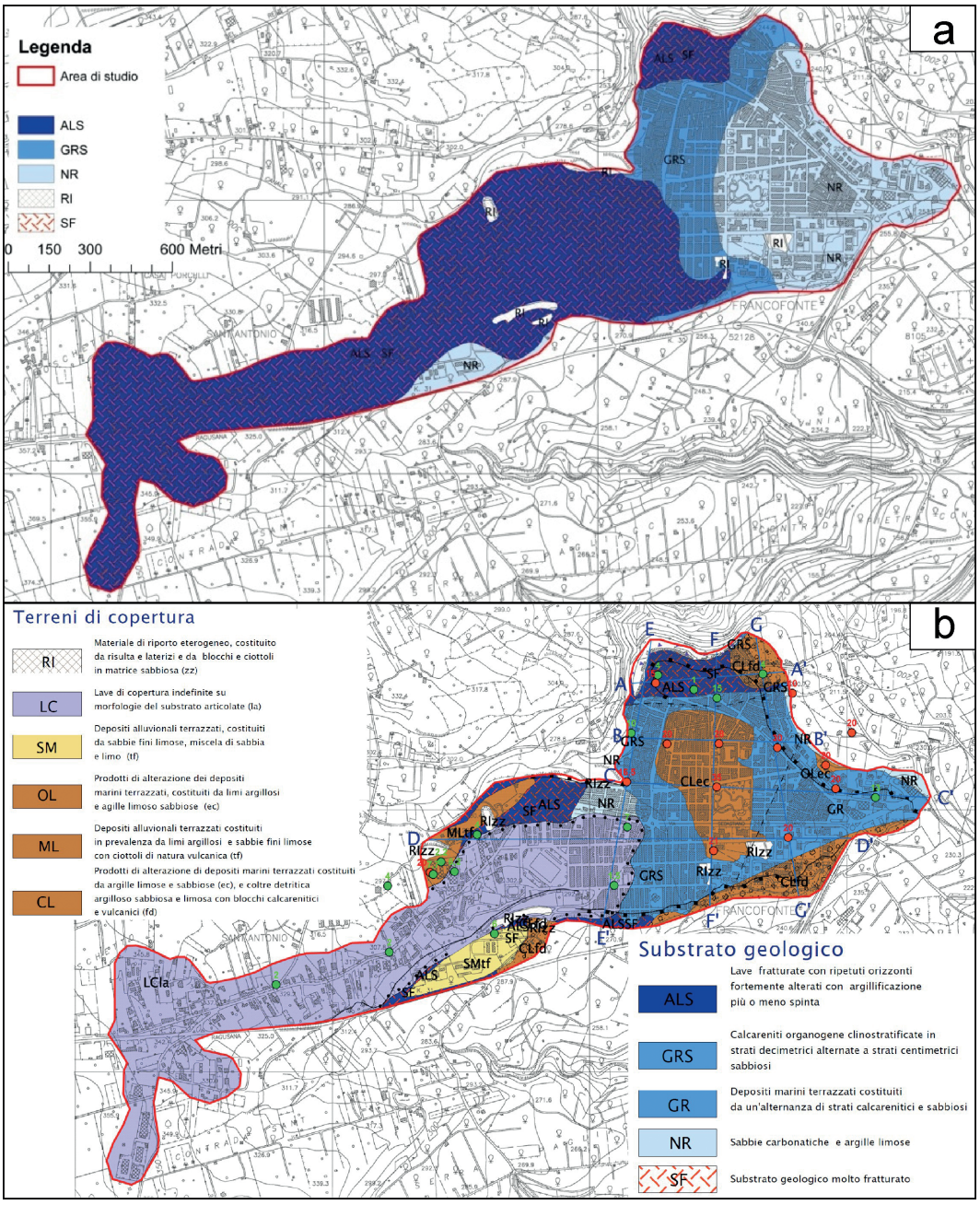


Fig. 2 – a) Carta geologico-tecnica per la MS realizzata sulla base dei dati geologici pregressi; b) Carta geologico-tecnica per la MS realizzata integrando i dati pree-sistenti con studi geologi originali.

codice "LC" per la classificazione delle coperture laviche. Rimane invece ancora aperta la problematica relativa ai depositi di copertura coerenti. Questi terreni spesso ricoprono altri terreni di copertura sciolti o paleosuoli, determinando condizioni che si discostano dai modelli di riferimento degli abachi. Tali rapporti geometrici sono caratterizzati da contrasti di impedenza a bassa profondità, con una marcata inversione di velocità delle onde sismiche, i cui effetti sulla risposta sismica locale sono ancora da verificare.

I nuovi dati evidenziano che la dorsale di Francofonte costituisce il letto di una faglia normale orientata NE-SO, antitetica rispetto al bordo meridionale del *Graben* di Scordia-Lentini (Fig. 1b). In corrispondenza dell'area urbana, la faglia è sepolta sotto depositi più recenti di diversa natura, mentre la linea di faglia riesumata dall'erosione è evidente sia a sud-ovest dell'abitato, che a nord-est del paese. La struttura, non segnalata in alcun documento cartografico precedente, separa un *Horst* in cui è ampiamente esposto il substrato vulcanico suprapliocenico, costituito da lave basaltiche (ALS in Fig. 2b) a luogo mediamente fratturate (SF in Fig. 2b) con frequenti orizzonti di alterazione argilloso-limosi, dalle aree del *Graben* riempite da un ciclo sedimentario costituito da calcareniti (GRS in Fig. 2b) evolventi verso l'alto ad argille marnose (NR in Fig. 2b). Facies marginali di questo ciclo, rappresentate da sabbie carbonatiche sciolte con partimenti limosi-argillosi, verso est, evolvono lateralmente a clinoformi di calcareniti organogene alternate a livelli centimetrico-decimetrici di sabbia carbonatica, costituendo un emiciclo trasgressivo che ha ricoperto anche le porzioni orientali dell'*Horst*. Ancora più ad est, le facies marginali di alto strutturale passano lateralmente a termini pelitici rappresentati da argille sabbiose riccamente fossilifere con rari clasti calcarenitici, che si saldano con il tetto della successione di riempimento dell'adiacente *Graben*. Tale successione è identificabile con il Complesso Carbonatico-Argilloso Quaternario di Grasso *et al*. (2004), di età infrapleistocenica.

Nella porzione più occidentale della dorsale di Francofonte, parte delle lave precedentemente interpretate come vulcaniti suprapliocenicche, costituiscono in effetti una colata lavica il cui fronte ricopre i depositi marginali del ciclo infrapleistocenico, a dimostrazione di una loro età quaternaria (Fig. 1b e 1c). La presenza della colata lavica più recente ha trovato riscontro nella stratigrafia di numerose perforazioni che hanno evidenziato uno spessore di lave massive ben conservate, poggianti sul substrato di lave più antiche, maggiormente fratturate e alterate. Per differenziare la loro giacitura, queste lave sono state inserite tra i terreni di copertura (LC in Fig. 2b).

Gli studi di terreno condotti hanno permesso inoltre di riconoscere due ordini di terrazzi marini costituiti da calcareniti fossilifere in strati di 5-30 cm e livelli calcarei "a lumachelle", intercalati a livelli di sabbia carbonatica sciolta giallastra, di spessore decametrico. Il terrazzo più elevato occupa parte della sommità della dorsale, mentre l'ordine inferiore è modellato lungo il suo versante orientale, rivolto verso le aree del *Graben* di Scordia-Lentini. I depositi del terrazzo sommitale suturano la faglia, ricoprendo sia le vulcaniti plioceniche che la sovrastante successione sedimentaria infrapleistocenica, ribassata tettonicamente al margine del *Graben* (Figg. 1b e 1c). La presenza della struttura sepolta sotto i depositi marini terrazzati è evidenziata dalle stratigrafie dei sondaggi che, raggiunta la base del terrazzo, attraversa calcareniti e lave nel settore rialzato della struttura e argille nel settore ribassato.

Il bordo interno del terrazzo sommitale, sul quale è ubicato gran parte del centro urbano, è modellato su una vecchia falesia costituita da lave che sono esposte al letto rialzato di una ulteriore faglia, ad andamento circa E-O, che attraversa il settore settentrionale dell'area di studio (Figg. 1b e 1c). Questo segmento costituisce la terminazione di una faglia ad andamento arcuato e immersione verso i quadranti meridionali. Il tratto della struttura orientato NE-SO è ben esposto, immediatamente ad ovest dell'area microzonata (Fig. 1b), dove la faglia mette a contatto le lave plioceniche, esposte al letto, con i depositi sabbiosi del ciclo infrapleistocenico, presenti al tetto. Il tratto E-O della struttura, che attraversa la porzione settentrionale dell'abitato, collega due delle principali sorgenti storiche, la cui distribuzione è probabilmente connessa alla presenza di una soglia di permeabilità creata dalla struttura stessa. Le stratigrafie dei sondaggi che attraversano i depositi del terrazzo sommitale evidenziano, inoltre, la presenza alla base di un orizzonte continuo, seppure di spessore molto limitato, costituito da un livello argilloso ricco in materiale organico di colore bruno-rossastro, assimilabile ad un paleosuolo. Tale orizzonte testimonierebbe la trasgressione marina su una superficie di erosione continentale, modellata sulla successione infrapleistocenica. I depositi marini terrazzati, pertanto, sono presumibilmente

riferibili all'ultima trasgressione di età mediopleistocenica, risultando assimilabili alla successione della cosiddetta "panchina milazziana" descritta da Accordi (1963), il quale riconosceva come elemento distintivo la presenza costante di un paleosuolo fra il piastrone calcarenitico del terrazzo ed il substrato. I depositi marini terrazzati si estendono nel sottosuolo di tutto il centro urbano, da una quota massima di 265 m fino alla quota 200 m s.l.m. (Fig. 1c). I due ordini di terrazzo marino sono separati da una scarpata di circa 20 m, caratterizzata da un piede posto ad una quota di circa 235 m s.l.m.. Nonostante la chiara giacitura tipica di terreni di copertura, i depositi marini terrazzati, per la loro litologia sono stati comunque catalogati nella CGT_MS come substrato geologico (GR in Fig. 2b), in quanto gli standard non prevedono la possibilità di inserire tra le coperture terreni coerenti.

I nuovi dati di terreno hanno evidenziato anche la presenza di coperture continentali di genesi differente, rilevanti ai fini della MS, tra cui i prodotti di alterazione del deposito marino terrazzato, costituiti da argille limose e sabbiose con intercalazioni di clasti carbonatici, presenti in una vasta area del centro urbano (Clec in Fig. 2b). Al piede del versante meridionale ed orientale della dorsale di Francofonte, per vasti tratti, si è accumulata una coltre detritica a matrice argilloso-sabbioso-limosa con elementi di varie dimensioni di calcareniti e vulcaniti (Clfd in Fig. 2b). Inoltre, lungo i versanti che delimitano la dorsale sono modellati terrazzi fluviali con depositi alluvionali a prevalente matrice argillosa (MLtf in Fig. 2b) o sabbiosa (SMtf in Fig. 2b). Infine, materiale di riporto eterogeneo (Rizz in Fig. 2b), derivante da attività antropica, è stato riconosciuto in varie zone del centro abitato.

Il modello geologico del sottosuolo dell'area di studio è stato ricostruito mediante la realizzazione, sulla nuova base geologica, di una serie di profili geologici (Fig. 1c), orientati circa N-S ed E-O e disposti secondo una griglia a maglie strette (Fig.1b). L'interpolazione tra le geometrie 2D riprodotte nei profili fornisce elementi utili a determinare anche l'andamento tridimensionale nel sottosuolo dei principali elementi strutturali e geologico-stratigrafici, sulla quale è stata basata la delimitazione delle differenti microzone omogenee. La scelta delle tracce delle sezioni è stata fatta sulla base della loro rappresentatività dell'assetto geologico e sull'interpretazione dei sondaggi geognostici disponibili, ubicati direttamente sulle tracce dei profili o proiettati da aree limitrofe. I profili raffigurano geometrie anche a profondità superiore a quelle di investigazione diretta dei sondaggi utilizzati, sulla base dell'interpretazione dei dati di superficie.

Confronto tra elaborati ottenuti da dati preesistenti e da dati originali. Le profonde differenze riscontrate tra la cartografia geologica pregressa e la carta geologica derivante dai rilievi originali condotti, ha suggerito di procedere all'elaborazione di due distinte CGT_MS, derivate rispettivamente dai soli dati pregressi e dall'integrazione di questi con nuovi rilievi (Fig. 2). E' stato così possibile valutare l'impatto dei nuovi dati geologici sulla qualità del prodotto finale. Gli studi geologici di approfondimento effettuati hanno evidenziato la presenza di una serie di orizzonti, quali il terrazzo calcarenitico, le lave di copertura e le ingenti coperture detritiche recenti che modificano in maniera sostanziale la legenda della CGT_MS, rivelando una situazione ben più complessa di quella esposta nei lavori precedenti. La notevole discrepanza tra i due documenti (Fig. 2) evidenzia che la qualità del prodotto finale è profondamente influenzata dal dettaglio dei dati utilizzati e quindi troppo dipendente dalla qualità degli studi pregressi. In ogni caso, la necessità di eseguire revisioni e approfondimenti sui rilievi geologici sin dal primo livello di microzonazione sismica, è dettata dall'inadeguatezza delle legende adottate nella cartografia pre-esistente, generalmente poco dettagliate per quanto riguarda la tipologia e la distribuzione dei terreni di copertura. È evidente come uno studio basato sui soli dati pregressi, nel caso questi fossero inadeguati, possa incidere, non solo sui risultati relativi al primo livello di approfondimento per la redazione della carta delle MOPS, ma anche sulle scelte e sulle integrazioni dei successivi livelli di approfondimento.

L'individuazione e la differenziazione delle microzone omogenee è stata basata prevalentemente sui rapporti litostratigrafici tra substrato e coperture, descritti nel modello di

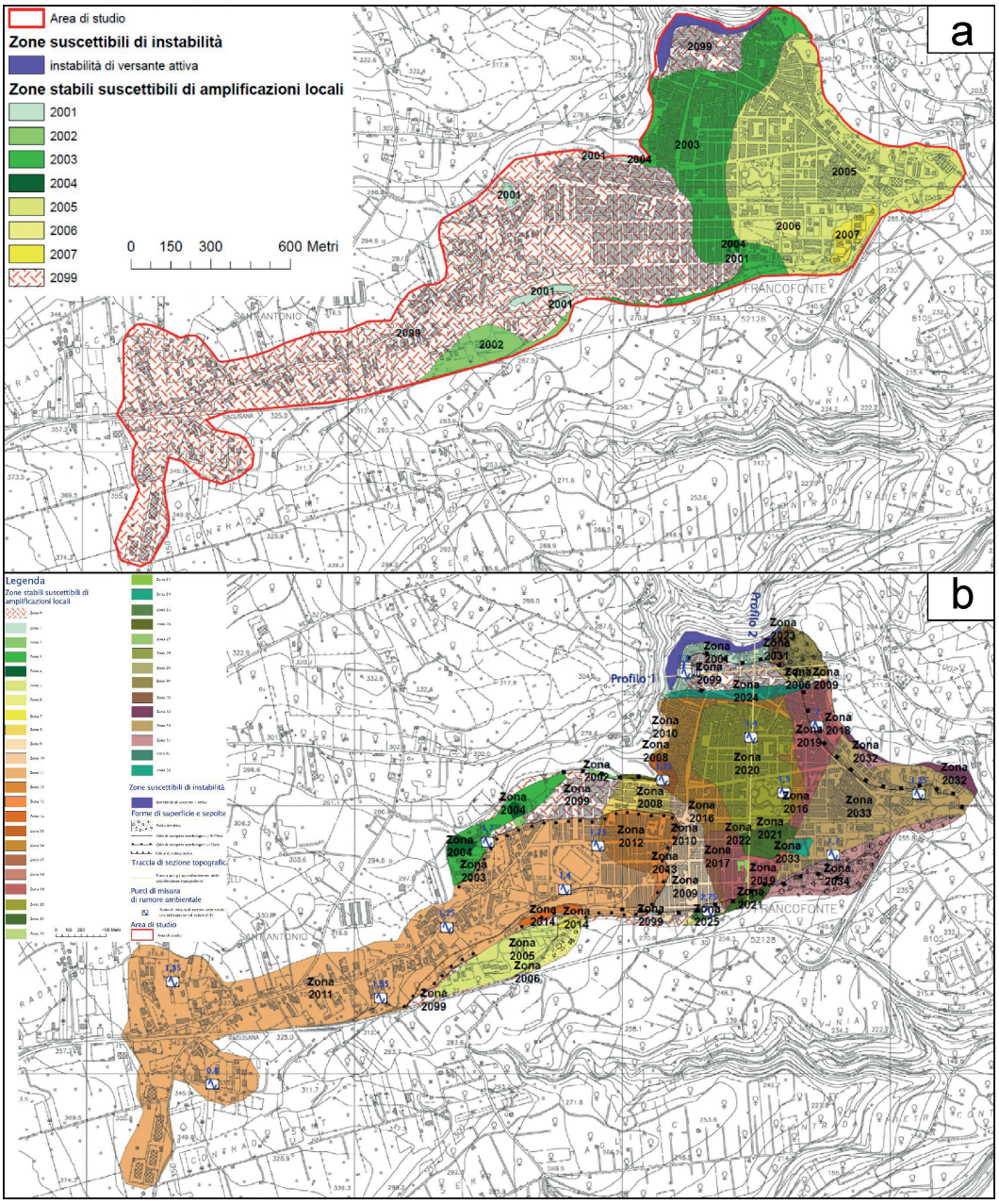


Fig. 3 – a) Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica elaborata sulla base di dati pre-esistenti; b) Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica elaborata integrando i dati pre-esistenti con studi geologi originali.

sottosuolo, che possono determinare una diversa risposta dell'azione sismica. La ricostruzione del modello di sottosuolo ha messo in evidenza la notevole eterogeneità e variabilità laterale dei litotipi affioranti. Ciò ha portato alla definizione di ben 37 microzone (Fig. 3b) stabili suscettibili di amplificazione e una zona suscettibile di instabilità. L'impossibilità di riconoscere un substrato con caratteristiche di bedrock sismico non ha permesso di definire nessuna zona stabile. Tali microzone sono state distinte in base alla presenza di coperture al di sopra di un substrato geologico,

o per la sovrapposizione delle differenti tipologie di substrato, nonché delle loro caratteristiche giaciturali. In Figura 3a viene rappresentata un'altra carta delle MOPS, realizzata sulla base dei soli dati pregressi, caratterizzata da 8 microzone stabili suscettibili di amplificazioni e una zona suscettibile di instabilità. Il confronto tra le due cartografie rimarca come il solo utilizzo dei dati pregressi conduca ad una eccessiva semplificazione nella definizione delle MOPS.

Conclusioni. Nell'attuale filosofia delle linee guida, l'esecuzione di nuove indagini a partire dal primo livello di approfondimento appare finora indispensabile solo nei casi in cui le informazioni preesistenti risultino in numero insufficiente, demandando al secondo livello l'acquisizione di nuovi dati. Il caso di studio dell'abitato di Francofonte ha evidenziato che, in una zona con assetto geologico complesso e caratterizzata da un'estrema eterogeneità dei caratteri litotecnici, sarebbe opportuno prevedere, già nel corso degli studi di primo livello, un'integrazione dei dati preesistenti disponibili con nuove indagini geologiche finalizzate alla realizzazione di una carta geologica di dettaglio. Una carta geologica che rappresenti fedelmente la complessità geologica del territorio dovrebbe essere, infatti, una base di partenza imprescindibile per verificare l'affidabilità dei dati pregressi e per definire il modello geologico di sottosuolo più attendibile, da cui ricavare le microzone omogenee in prospettiva sismica. È evidente che l'aumento del dettaglio del dato geologico si può tradurre in una proliferazione delle microzone omogenee che rende la relativa carta di più difficile lettura e utilizzo, prefigurando in alcuni casi condizioni giaciturali che si discostano dai modelli monodimensionali compatibili con l'applicazione degli abachi di riferimento. Il ruolo della carta geologica di dettaglio negli studi di livello 1 costituirebbe quindi anche un elemento di valutazione aggiuntivo sul tipo di approfondimento da adottare negli studi successivi. In questo senso, contestualmente alla introduzione sistematica di studi geologici originali sin dal primo livello di approfondimento sarebbe opportuno prevedere, tra i compiti dei successivi livelli di approfondimento, la possibilità di una sostanziale revisione delle microzone, accorpando quelle distinguibili su base geologica, ma assimilabili sulla base del loro comportamento.

Bibliografia

Accordi, B.; 1963: *Rapporti fra il "Milazziano" della costa iblea (Sicilia sud-orientale) e la comparsa di* Elephas Mnaidriensis. Geologica Romana, **2**, 295–304.

Carbone S., Grasso M., Lentini F.; 1986: *Carta geologica del settore nord-orientale ibleo (Sicilia SE), scala 1:50000*. S.EL.CA., Firenze.

Catalano S., Romagnoli G., Tortorici G., Pavano F., Sturiale G., Torrisi A, Bennici C., Rosa S..; 2013*: La microzonazione sismica di primo livello in aree vulcaniche. L'esperienza delle aree etnee*. Atti del 32° Convegno nazionale GNGTS Trieste 19-21 novembre 2013 – Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio, pp. 202-209.

Ghisetti F., Vezzani L.; 1980: *The structural features of the Hyblean Plateau and the Mount Judica area (South-Eastern Sicily): a microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 55-102.

Grasso M., Behncke B., Di Geronimo I., Giuffrida S., La Manna F., Maniscalco R., Pedley H.M., Raffi S., Schmincke H.-U., Strano D., Sturiale G.; 2004: *Carta geologica del bordo nord-occidentale dell'Avampaese Ibleo e del fronte della Falda di Gela*. Scala 1:25.000. S.EL.Ca, Firenze.

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.

Gruppo di lavoro MS, 2012: *Microzonazione sismica. Standard di rappresentazione e archiviazione informatica*. Versione 2.0beta-II.

Lentini F., Carbone S., Catalano S., Grasso M.; 1994: *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Studi Geologici Camerti, volume speciale, 1995/2, 319-329.

Lentini F., Carbone S., Grasso M.; 1984: *Carta geologica della Sicilia sud-orientale, scala 1:100.000*. S.EL.Ca, Firenze.

Martini G., Castenetto S., Naso G.; 2011: *La carta geologico tecnica per gli studi di MS*. In AA.VV. Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica". Ingegneria Sismica XXVIII, n.2. Supplemento alla rivista trimestrale.

Pedley H.M., Grasso M., Maniscalco R., Behncke B., Di Stefano A., Giuffrida S., Sturiale G.; 2001: *The sedimentology and palaeoenvironment of Quaternari temperate carbonates and their distribution around the northern Hyblean Mountains (SE Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**, 233-255.

VALUTAZIONE DEI FENOMENI DI AMPLIFICAZIONE SISMICA IN UNA VALLE ALPINA DEL TRENTINO: IL CASO STUDIO DI CANAZEI

M. Compagnoni[1], G. Di Capua[2], A. Franceschini[3], G. Milana[2], F. Pergalani[1], A. Viganò [4]
[1] Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano
[2] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma
[3] Dipartimento di Protezione Civile, Provincia Autonoma di Trento
[4] Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, CRS, Udine

Premessa. Lo scopo del lavoro è lo studio di microzonazione sismica di livello 3 (ICMS, 2008) dell'abitato di Canazei, finalizzato alla definizione dei diversi fattori di amplificazione del moto sismico e degli spettri di risposta elastici in accelerazione in superficie, tali da consentire una delimitazione delle aree a comportamento sismico omogeneo e fornire le conoscenze necessarie alla pianificazione urbanistica locale ed alla corretta progettazione degli interventi edilizi, in accordo con le Norme Tecniche per le Costruzioni di cui al DM 14-01-2008 (NTC, 2008).

L'area d'indagine è rappresentata dal fondovalle che comprende l'abitato di Canazei e le sue frazioni principali (Alba e Penia), per la quale è disponibile la Carta della Microzonazione Sismica Livello 1, basata sul modello geologico definito a scala 1:10000 dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, che prevede la presenza di depositi alluvionali di natura ghiaiosa da mediamente grossolani a grossolani, con la presenza di locali trovanti.

Indagini e caratterizzazione geofisica del sottosuolo. Per la caratterizzazione geofisica dell'area di indagine sono state scelte indagini di tipo speditivo, comuni nella pratica professionale, quali n. 35 indagini HVSR per la definizione delle frequenze di risonanza, n. 21 indagini MASW combinate con indagini HVSR per la caratterizzazione del profilo di rigidezza del sottosuolo, n. 1 indagine di tomografia elettrica (ERT) per la verifica della geometria del sottosuolo e n. 1 indagine di sismica in foro tipo Down-hole (DH) per la verifica del modello geofisico. Le indagini sono state concentrate lungo 6 sezioni trasversali alla valle, ritenute significative e rappresentative del suo assetto morfologico.

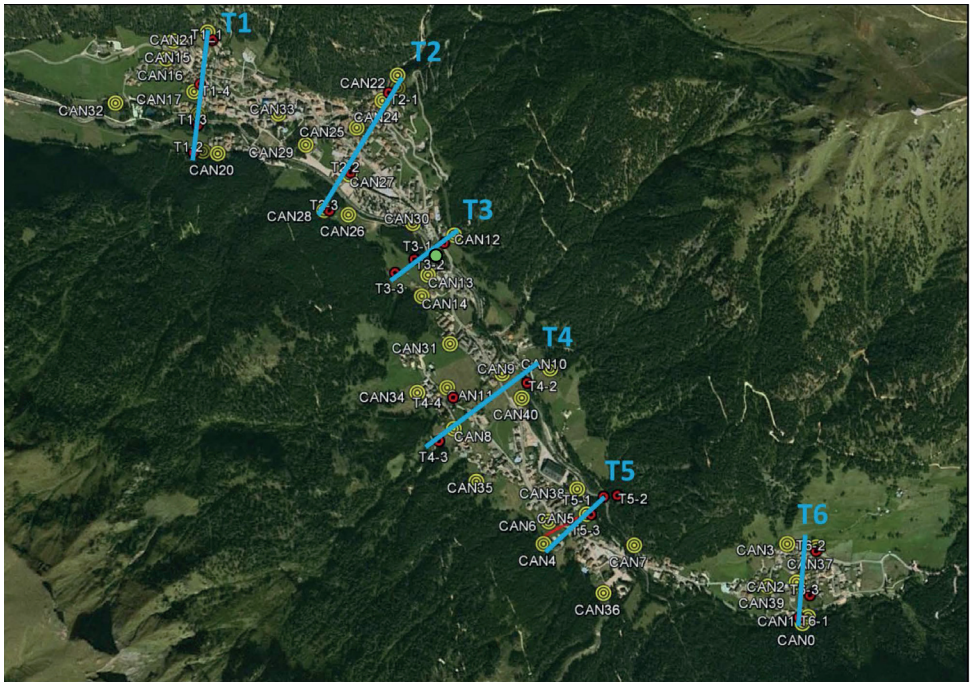


Fig. 1 – Ubicazione dei punti di indagine eseguite lungo la valle del Torrente Avisio.

In Fig. 1 sono riportate le ubicazioni di tutte le indagini, ove con i pallini rossi sono indicate le indagini combinate HVSR-MASW, con i pallini gialli le misure di rumore ambientale HVSR, con il pallino verde l'indagine DH, con la linea rossa la traccia dell'indagine ERT e con le linee azzurre le tracce delle sezioni esaminate.

Le registrazioni acquisite in corrispondenza dei 35 siti di misura sono state selezionate ed elaborate, al fine di ottenere la funzione stazione rappresentativa: essa è rappresentata dai rapporti spettrali H/V degli spettri di Fourier relativi alle componenti orizzontali (H) e verticali (V) del rumore acquisito. I risultati ottenuti mostrano le seguenti caratteristiche generali:

- numerose stazioni posizionate ai bordi della vallata hanno evidenziato picchi della curva H/V nell'intervallo di frequenze 10-20 Hz, con ampiezze comprese tra 3 e 6. Queste frequenze sono imputabili a contrasti di impedenza piuttosto superficiali (entro pochi metri dal p.c.) tra la copertura del versante ed un substrato più rigido, che in molti casi, è stato possibile ipotizzare costituito dalla stessa roccia che affiora sui versanti molto acclivi che bordano la vallata;
- in circa 2/3 delle curve H/V si evidenzia un doppio picco di amplificazione nell'intervallo di frequenze tra 1 Hz e 10 Hz, con pochi casi in cui è presente anche un terzo picco. In linea generale, si presenta una prima frequenza con valori che variano nell'intervallo 2,5 Hz – 5,5 Hz ed una seconda (ed eventualmente terza) frequenza compresa nell'intervallo 6,0 Hz – 9 Hz, con ampiezze che variano tra 3 e 7. Queste frequenze sono imputabili a due/tre contrasti di impedenza esistenti nel sottosuolo, tra la superficie e il substrato rigido;
- in numerosi punti di misura, i risultati hanno mostrato curve H/V amplificate in bassa frequenza (< 1 Hz). Potendosi escludere cause legate all'installazione strumentale o al cattivo funzionamento dei sensori e/o della cavetteria di collegamento con la stazione di registrazione, le basse frequenze potrebbero essere dovute a varie cause, tra le quali quella legata all'intenso rumore di natura antropica, anche eterogeneamente diffuso, presente nell'area durante le acquisizioni. In ogni caso, le basse frequenze riscontrate non sono di interesse ingegneristico per la microzonazione sismica, a causa delle caratteristiche tipologico-strutturali delle costruzioni presenti nell'area esaminata.

I risultati delle indagini, espressi in termini di spessori e velocità delle onde di taglio Vs di ciascun sismo-strato individuato nel sottosuolo, sono stati tra loro assemblati, al fine di ricostruire sezioni trasversali alla valle, lungo le quali definire il modello geofisico e predisporre le simulazioni numeriche per la valutazione degli effetti sismici di sito.

Il modello geofisico del sottosuolo, ritenuto valido nell'ambito dell'intero tratto di valle esaminata, prevede una sequenza sismo-stratigrafica costituita da 3 diverse unità geofisiche (U1, U2 e U3), con un aumento di rigidezza con la profondità; l'unità geofisica più superficiale, data la forte eterogeneità presente, è stata suddivisa in due sotto-unità (U1a e U1b).

A ciascuna unità geofisica cosi individuata sono stati assegnati, come valori della velocità delle onde di taglio V_S, i valori ottenuti dalla media dei valori sperimentali derivati dalle indagini, stimando i valori del peso di volume e del coefficiente di Poisson.

Per quanto riguarda le curve dell'andamento del modulo di taglio normalizzato (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione tangenziale (γ), in assenza di dati sperimentali e in considerazione della natura granulare prevalentemente grossolana dei materiali presenti nel sottosuolo della valle esaminata, si è fatto riferimento a dati disponibili in letteratura e riferiti ad alluvioni ghiaiose italiane (SSN, 2004) e a depositi ghiaiosi generici statunitensi (Rollins *et al*., 1998); tali dati sono considerati, in ambito scientifico nazionale, di comprovata validità per materiali prevalentemente ghiaiosi.

In Tab. 1 sono riportati i parametri geofisici adottati per ciascuna unità geofisica nell'ambito delle 6 sezioni trasversali esaminate; sono riportati i valori del peso di volume (γ), del coefficiente di Poisson (ν), del rapporto di smorzamento interno (D_0) e della velocità delle onde di taglio (Vs):

Tab. 1 - Parametri costituenti il modello geofisico del tratto di Valle del T. Avisio analizzato.

UNITÀ GEOFISICA	γ (kN/m3)	ν (-)	D0 (%)	Vs (m/s)					
				Sezione 1	Sezione 2	Sezione 3	Sezione 4	Sezione 5	Sezione 6
U1a	18.5	0.40	0.010	200					
U1b	19.0	0.40	0.010	270	260	290	310	250	300
U2	20.0	0.45	0.010	470	410	490	510	440	520
U3	22.0	0.40	0.007	780	670	720	740	680	-
Substrato rigido	24.0	0.37	0.005	1000	930	1200	1000	940	800

Definizione del moto sismico di input. Al fine di effettuare le modellazioni numeriche per la valutazione degli effetti sismici 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 lavoro sono stati utilizzati accelerogrammi registrati opportunamente selezionati e scalati, cosi come prescritto dalla normativa vigente. Per ottenere questi risultati ci si è basati sui dati relativi alla mappa di pericolosità sismica nazionale (GdL, 2004), 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 al 5% dello smorzamento critico 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 Canazei 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 (Tab. 2):

Tab. 2 - Valori di a_{max} assegnati ai 4 punti della griglia di riferimento e valore medio ponderato.

Valori di a_{max} (g) – Comune di Canazei				
ID 7857	ID 7858	ID 8079	ID 8080	Media Ponderata
0.0626	0.0654	0.0664	0.0695	0.066

Per la scelta degli accelerogrammi registrati si è fatto riferimento alla Banca dati ITACA (Pacor *et al*., 2011): per la selezione delle 5 storie accelerometriche utilizzate nelle analisi numeriche è stato seguito quanto previsto dalla normativa vigente ed in particolare la scelta effettuata si è basata sulla coerenza in termini di sismicità storica di Canazei e caratteristiche sismogenetiche della sorgente; coppia magnitudo-distanza dalla sorgente; massima accelerazione orizzontale attesa (0.066 g); registrazioni effettuate su substrato rigido o bedrock sismico. Le registrazioni scelte sono state oggetto di scalatura, al fine di rendere spettro-compatibile la media dei relativi spettri di risposta con lo spettro di risposta previsto dalla normativa per il Comune di Canazei e per sottosuolo di categoria A.

In Tab. 3 sono riportate le principali caratteristiche delle 5 registrazioni selezionate, inerenti il nome e la sigla della stazione di registrazione, il nome, la magnitudo momento e il regime tettonico dell'evento registrato, la distanza della stazione dall'epicentro dell'evento, la componente del moto, la litologia su cui è posta la stazione e il valore del picco di accelerazione registrato.

Nonostante i dati di disaggregazione della pericolosità sismica forniscano indicazioni sulla distanza degli eventi dell'ordine dei 50-60 km, si sono scelte anche registrazioni con distanze epicentrali inferiori, dell'ordine dei 15-25 km, in quanto rappresentative degli eventi oggetto di maggior risentimento al sito.

Tab. 3 - Principali caratteristiche delle registrazioni selezionate.

Stazione	Sigla	Evento	Mw	Regime tettonico	Distanza Epicentrale (km)	Comp.	Litologia	pga (g)
S. Rocco	SRC0	FRIULI 2° shock	5.6	Faglia inversa	25.9	W-E	Roccia	0.095
S. Rocco	SRC0	FRIULI 4° shock	5.9	Faglia inversa	16.4	N-S	Roccia	0.131
Giarre	GRR	GOLFO DI PATTI	6.0	Faglia trascorrente	60.3	N-S	Roccia	0.029
Giarre	GRR	GOLFO DI PATTI	6.0	Faglia trascorrente	60.3	W-E	Roccia	0.020
S. Leonardo V.P.	SLP	MASSICCIO ORTLES	4.8	Faglia trascorrente	18.7	W-E	Roccia	0.062

Modellazione numerica. In relazione alle caratteristiche morfologiche, geologiche, geotecniche e geofisiche del tratto di valle del T. Avisio esaminato, prevedendo la presenza contemporanea di fenomeni di amplificazione sismica di tipo stratigrafico e geometrico (geometria sepolta tipo valle) è stato scelto di utilizzare un codice di calcolo bidimensionale ed in particolare il programma QUAD 4v_p, nato dalla revisione del programma QUAD4M (Hudson *et al*., 1993); esso permette di modellare qualsiasi sezione caratterizzata da diversi materiali con qualsiasi andamento geometrico, utilizza il metodo degli elementi finiti in stato di deformazione piana (FEM) e discretizzando il dominio del continuo in un sistema equivalente di sottodomini più piccoli (mesh).Il moto di input è rappresentato sotto forma di storia temporale dell'accelerazione ed è applicato simultaneamente a tutti i nodi della frontiera considerata come substrato deformabile (compliant base).

Le analisi numeriche sono state effettuate in punti 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 (Pergalani *et al*., 1999), sia in termini di spettri di risposta elastici in pseudo-accelerazione al 5% dello smorzamento critico. Dagli spettri elastici in pseudo-velocità al 5% dello smorzamento critico (PSV) è stata calcolata l'intensità spettrale (SI) negli intervalli di periodo:

0.1-0.5 s: assunto come rappresentativo di edifici con strutture particolarmente rigide e sviluppo verticale indicativamente fino a 5 piani;

0.5-1.5 s: assunto come rappresentativo del periodo proprio di edifici con strutture flessibili e sviluppo verticale indicativamente compreso tra i 5 e i 15 piani;

0.1-2.5 s: così come definito da Housner.

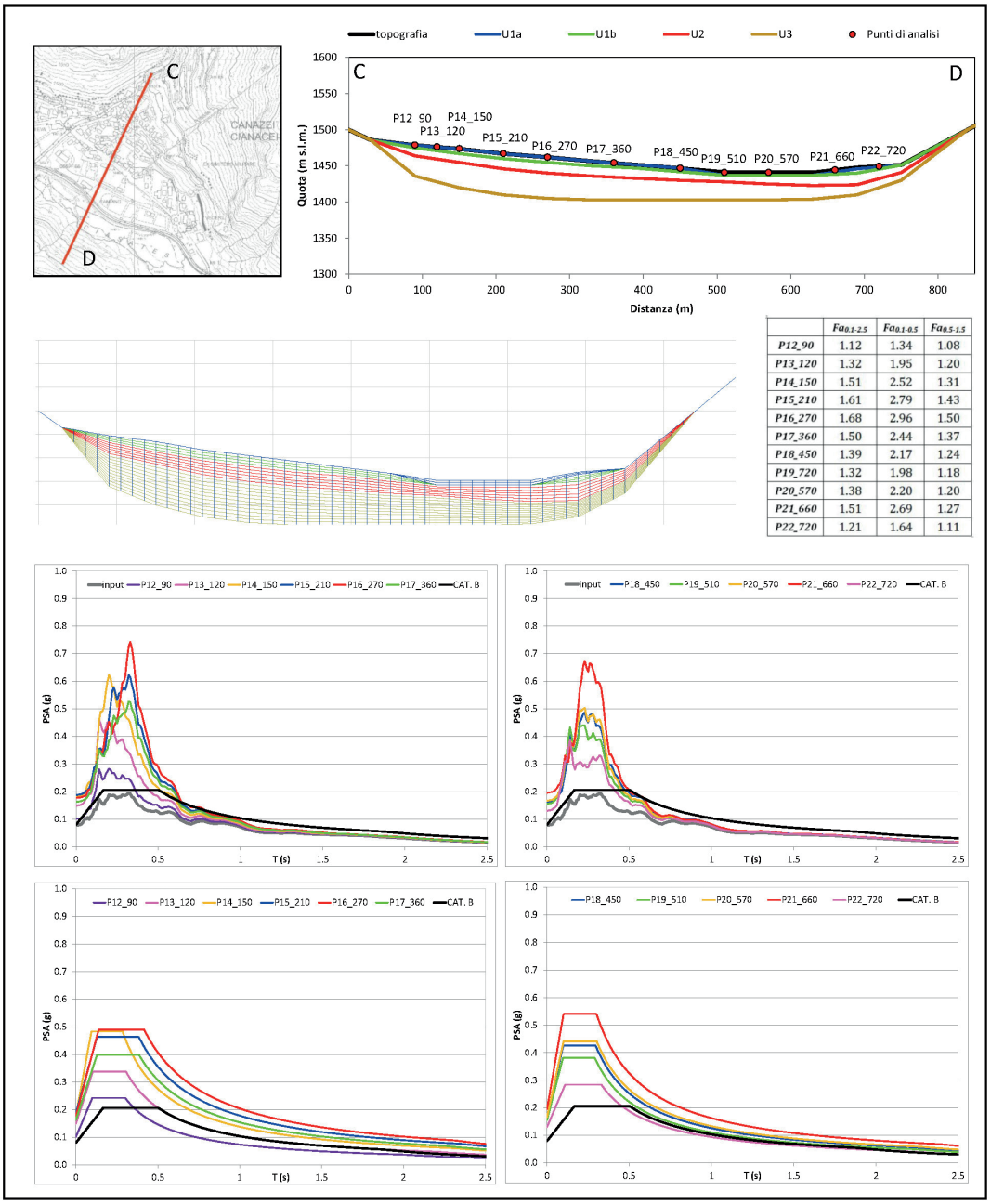
Il fattore di amplificazione Fa è stato definito come il rapporto tra le intensità spettrali calcolate sugli spettri di risposta in pseudo-velocità al 5% dello smorzamento critico del moto in superficie e del moto di input, calcolati per i diversi intervalli di periodo ($Fa_{0.1\text{-}0.5}$ - $Fa_{0.5\text{-}1.5}$ - $Fa_{0.1\text{-}2.5}$).

Le modellazioni sono state eseguite applicando i 5 accelerogrammi di input a ciascuna sezione di analisi, calcolando i relativi spettri di risposta in pseudo-accelerazione al 5% dello smorzamento critico: i valori spettrali cosi ottenuti sono stati tra loro mediati, calcolando uno spettro di risposta elastico medio per ciascun punto di analisi. Gli spettri di risposta medi in pseudo-accelerazione ottenuti per ogni punto di analisi sono stati confrontati con lo spettro di risposta di normativa corrispondente alla categoria di sottosuolo a cui appartiene la colonna stratigrafica analizzata (individuata tramite definizione del parametro V_{S30}).

Per poter effettuare questo confronto gli spettri di risposta calcolati sono stati adattati alla forma definita dalla normativa, la quale prevede 3 diversi tratti di curva rispettivamente ad

accelerazione, velocità e spostamento costante, utilizzando la procedura prevista negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS, 2008).

In Fig. 2, a titolo esemplificativo, è riportata per la sezione 2 passante per l'abitato di Canazei la traccia della sezione e la sezione con l'indicazione dei punti analizzati; la mesh di analisi; la tabella dei valori dei fattori di amplificazione medi per ciascun punto di analisi; i grafici, per ogni punto analizzato, degli spettri elastici di risposta in pseudo-accelerazione di output medi al 5% dello smorzamento critico, calcolati utilizzando i 5 accelerogrammi scelti, lo spettro di



	$Fa_{0.1\text{-}2.5}$	$Fa_{0.1\text{-}0.5}$	$Fa_{0.5\text{-}1.5}$
P12_90	1.12	1.34	1.08
P13_120	1.32	1.95	1.20
P14_150	1.51	2.52	1.31
P15_210	1.61	2.79	1.43
P16_270	1.68	2.96	1.50
P17_360	1.50	2.44	1.37
P18_450	1.39	2.17	1.24
P19_720	1.32	1.98	1.18
P20_570	1.38	2.20	1.20
P21_660	1.51	2.69	1.27
P22_720	1.21	1.64	1.11

Fig. 2 – Esempio di risultati ottenuti per la sezione 2 di analisi.

input medio e lo spettro di risposta elastico prescritto dalla normativa vigente per Canazei, con riferimento alla relativa categoria di sottosuolo; i grafici, per ogni punto analizzato, degli spettri elastici di risposta in pseudo-accelerazione di output medi adattati, mediante la procedura proposta negli ICMS, per agevolarne il confronto con lo spettro di risposta elastico prescritto dalla normativa vigente per Canazei, con riferimento alla relativa categoria di sottosuolo.

Per completare l'indagine numerica, in alcuni punti di analisi ritenuti più significativi di ogni sezione, è stata condotta un'analisi monodimensionale, finalizzata alla valutazione dell'influenza, sui risultati, della geometria della valle analizzata, applicando il codice di calcolo SHAKE_s nato dalla revisione di SHAKE91 (Idriss e Sun, 1992). Lungo ciascuna sezione sono stati scelti alcuni punti di analisi, ubicati al bordo e al centro della valle, tali da evidenziare le eventuali differenze esistenti tra l'effetto di amplificazione lito-stratigrafica 1D con l'effetto combinato di amplificazione lito-stratigrafica e di geometria sepolta 2D.

I confronti mostrano in termini di fattori di amplificazione un aumento del valore di $Fa_{0.1\text{-}0.5}$ nel caso della modellazione 2D dell'ordine del 20-40% in corrispondenza del centro della valle e di meno del 5% in corrispondenza dei bordi della stessa, ad esclusione di alcuni casi localizzati, legati alla particolare forma di chiusura; il valore di $Fa_{0.5\text{-}1.5}$ tende a restare invariato in corrispondenza dei bordi della valle e ad aumentare del 5-15% in corrispondenza del centro valle. In termini di forme spettrali si evidenzia come le geometrie di chiusura della valle tendano a spostare le amplificazioni verso periodi più bassi e ad incrementarle localmente nell'intervallo di periodo compreso tra 0.1 e 0.2 s, mentre la geometria della valle, nel suo complesso, tenda ad aumentare l'amplificazione in tutto l'intervallo di periodo compreso tra 0.1 e 0.5 s, mentre per periodi superiori a 0.5 s le risposte monodimensionale e bidimensionale tendano a coincidere.

Si è evidenziato, infatti, come la risposta sismica del tratto di Valle del T. Avisio esaminato sia concentrata prevalentemente nei bassi periodi e come il contributo amplificativo legato all'effetto lito-stratigrafico sia prevalente rispetto a quello legato all'effetto di geometria sepolta.

I risultati del confronto tra modellazioni 1D e 2D permettono inoltre di verificare la validità delle formule semplificate utilizzate per la definizione del coefficiente di forma C (ICMS, 2008), in grado di discriminare le valli strette ($C > 0.25$), per le quali si prevede un forte contributo degli effetti bidimensionali legati alla geometria di valle, dalle valli larghe ($C < 0.25$), per le quali tali effetti possono considerarsi trascurabili; il coefficiente di forma è definito sulla base dei soli caratteri morfologici, ovvero dal rapporto tra lo spessore massimo della coltre di riempimento delle valle (h) e la semilarghezza (l) della stessa. Tale valore, calcolato lungo ciascuna sezione di analisi, varia tra un minimo di 0.14 e un massimo di 0.30 (sezione n. 3), che confrontati il valore di soglia di 0.25, mostrano come la valle esaminata nel tratto di monte presenti una conformazione sostanzialmente larga, passante a stretta, muovendosi verso quote inferiori, situazione in linea generale confermata dai risultati delle modellazioni.

Sintesi dei risultati. I risultati delle simulazioni numeriche mostrano in generale la presenza di fenomeni di amplificazione sismica di tipo lito-stratigrafico e geometrico in corrispondenza del tratto analizzato all'interno della Valle del T. Avisio, con valori da alti a molto alti nell'intervallo di periodo di vibrazione compreso tra 0.1 e 0.5 s e da medio-bassi a bassi nell'intervallo di periodo di vibrazione compreso tra 0.5 e 1.5 s; le simulazioni numeriche hanno evidenziato in generale un livello di deformazione finale dei materiali dell'ordine di 0.02-0.03%, con valori massimi dell'ordine dei 0.06-0.07%, ovvero all'interno del campo elastico non lineare, confermando la validità del codice numerico utilizzato.

I confronti eseguiti tra gli spettri di risposta elastici prescritti dalla normativa vigente e gli spettri di output ottenuti dalle analisi numeriche bidimensionali FEM mostrano una generale incongruenza, in quanto le amplificazioni attese nell'area superano quanto fissato dalla procedura semplificata contenuta nella normativa italiana mediante l'uso delle categorie di sottosuolo.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica dei risultati in termini di fattori di amplificazione calcolati negli intervalli di periodo 0.1-0.5 s e 0.5-1.5 s nell'ambito della Valle del

T. Avisio si è operato individuando il perimetro dell'area analizzata, sulla base dell'estensione delle tracce delle sezioni esaminate, ed ubicando i punti di analisi lungo ciascuna sezione, distinti in funzione del valore di $Fa_{0.1\text{-}0.5,}$ valore ritenuto più significativo ai fini delle operazioni di estrapolazione areale dei dati puntuali. In base alla distribuzione dei punti di analisi e dei risultati in termini di $Fa_{0.1\text{-}0.5}$ è stata eseguita l'estrapolazione areale dei risultati puntuali, seguendo come criterio guida il modello geologico, trascurando le singolarità. Sulla base delle estrapolazioni areali eseguite sono state individuate 8 zone omogenee dal punto di vista delle amplificazioni sismiche, alle quali corrispondono gradi di amplificazione diversi e in particolare aree stabili non soggette a fenomeni di amplificazione sismica (zona 1), aree caratterizzate da fenomeni di amplificazione sismica bassi (zona 2), medio-bassi (zona 3), medi (zona 4), medio-alti (zona 5), alti (zona 6), molto alti (zona 7) ed estremamente alti (zona 8). La carta riportata in Fig. 3 mostra le 8 zone omogenee alle quali è associato lo spettro di risposta più cautelativo ottenuto dalle analisi numeriche.

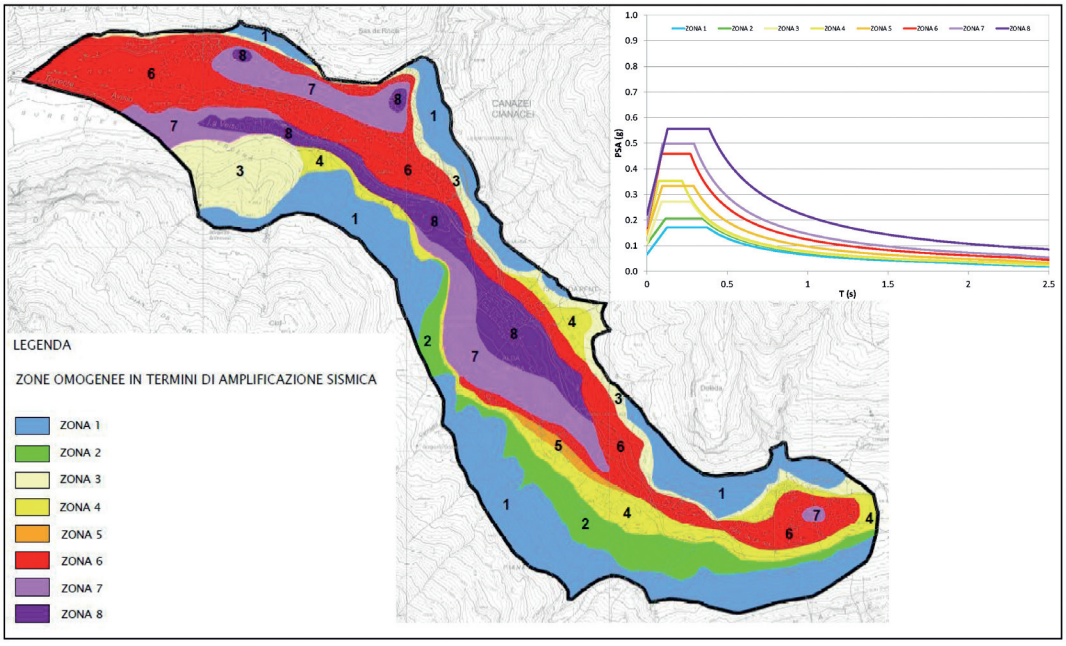


Fig. 3 – Carta delle zone omogenee con indicazione degli spettri di risposta ad esse associati.

Utilizzo dei risultati. Il presente studio ha fornito come prodotti finali le mappe dei fattori di amplificazione considerando due diversi intervalli di periodo di vibrazione, che potranno essere utilizzate in ambito urbanistico e di pianificazione, al fine di definire possibili graduatorie in termini di amplificazioni sismiche e allocare in modo ottimale le future destinazioni d'uso del territorio.

La mappa delle zone omogenee potrà essere utilizzata in fase di progettazione, considerando lo spettro di risposta elastico associato a ciascuna zona, previa verifica della corrispondenza in termini di caratteristiche geologiche e geofisiche, da confrontare con lo spettro proposto dalla normativa vigente, per una migliore valutazione della sicurezza in fase di progettazione.

In corrispondenza dei singoli punti di analisi (n. 62) si potrà fare riferimento al corrispondente spettro di risposta ottenuto dalle analisi numeriche, in qualità di risultati di analisi di risposta sismica locale come definito dalla normativa vigente.

Bibliografia

GdL MPS; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapp. conclusivo per il DPC, INGV, Milano-Roma, pp 65 + 5 appendici.

Hudson MB., Idriss IM., Beikae M.; 1993: *QUAD4M, A computer program for evaluating the seismic response of soil structure by variable damping finite element procedures*. Report of Dept. of Civil & Env. Eng., Univ. of California, Davis.

ICMS; 2008: *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome* - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, Italy, 3 vol. and Dvd.

Idriss IM., 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.

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)

Pacor F., Paolucci R., Luzi L., Sabetta F., Spinelli A., Gorini A., Nicoletti M., Marcucci S., Filippi L., Dolce M.; 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.

Pergalani F., Romeo R., Luzi L., Petrini V., Pugliese A., Sanò T.; 1999: *Seismic microzoning of the area struck by Umbria-Marche (central Italy) Ms 5.9 earthquake of the 26 september 1997*, Soil Dyn. Earthq. Eng., vol. 18, 4, pp. 279-296.

Rollins KM., Evans MD., Diehl NB., Daily III WD.; 1998: *Shear modulus and damping relationship for gravels, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, vol. 124 n. 5, pp. 396-405.

SSN; 2004: *Banca dati delle curve di degrado del modulo di taglio e del rapporto di smorzamento* – Servizio Sismico Nazionale – CD.

ANALISI DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE DELL'AREA PRODUTTIVA "PICCOLA E MEDIA INDUSTRIA" DI FERRARA

A cura del gruppo di lavoro Confindustria Emilia-Romagna, Unindustria Ferrara e Regione Emilia-Romagna:
Colombi Alessio, Colombi & Roversi Associati, Studio di Ingegneria
Curli Stefano, Federazione degli Ingegneri dell'Emilia-Romagna, Studio associato Curli
Ercolessi Giulio, Regione Emilia-Romagna-Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli
Loffredo Gianluca, ArchLivIng srl
Martelli Luca, Regione Emilia-Romagna-Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli
Minghini Fabio, Università di Ferrara-Dipartimento di Ingegneria
Romagnoli Massimo, Elletipi srl
Stevanin Emanuele, Synthesis srl
Veronese Thomas, Studio Servizi Tecnici, Settore Geologia e Ambiente
Zanetti Denis, MezzadrIngegneria srl

Introduzione. A seguito della sequenza sismica padana di maggio-giugno 2012, che ha causato ingenti danni soprattutto alle attività produttive, oltre alle attività per la riparazione e ricostruzione, sono state avviate anche le attività per il miglioramento sismico degli edifici non danneggiati.

Com'è noto, le scosse più forti (20/5, M_L=5.9; 29/5, M_L=5.8) hanno causato anche vistosi effetti di liquefazione (Crespellani *et al*., 2012; EMERGEO, 2012).

Effetti di liquefazione in Pianura Padana erano già stati descritti in occasione di forti terremoti storici (Galli, 2000*;* Guidoboni *et al*., 2007).

I rilievi geologici e le indagini di approfondimento per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, 2013) hanno dimostrato che gli effetti più gravi sono avvenuti

soprattutto in corrispondenza di paleocanali dei fiumi appenninici (Secchia, Panaro e Reno) e del Po.

Gli studi di microzonazione sismica oggi disponibili, molti dei quali realizzati negli ultimi 3 anni grazie ai fondi previsti dall'art. 11 della L. 77/2009 (OPCM 3907/2010-DGR 1051/2011 e OPCM 4007/2012-DGR 1302/2012), hanno evidenziato che le condizioni predisponenti la liquefazione (presenza di terreni granulari saturi nei primi 15-20 m da p.c.) sono presenti in molte aree della Pianura Padana.

Per raggiungere l'obiettivo del miglioramento sismico in tali aree è quindi necessario intervenire anche in fondazione e/o realizzare interventi di mitigazione del rischio di liquefazione.

La presente nota illustra uno studio realizzato per il miglioramento sismico degli edifici industriali dell'area della Piccola e Media Industria di Ferrara. I documenti cartografici disponibili (Bondesan *et al*., 1995; Fioravante e Giretti, 2013) indicano che l'area è attraversata da un ramo abbandonato del Po. La presenza di condizioni predisponenti la liquefazione è stata confermata dalle indagini in sito realizzate per la ricostruzione di alcuni edifici danneggiati dal sisma 2012. Lo studio qui presentato è stato realizzato da un gruppo di lavoro interdisciplinare, costituito da geologi, ingegneri e geotecnici liberi professionisti, coordinato da Confindustria Ferrara, in collaborazione con il Servizio geologico della Regione Emilia-Romagna.

Inquadramento dell'area. L'area produttiva di Ferrara nota come "Piccola e Media Industria" sorge nella zona ovest della città, tra il casello autostradale Ferrara nord dell'autostrada A13 Bologna-Padova e il centro storico.

La città di Ferrara e i suoi dintorni sono stati più volte interessati da terremoti che hanno causato effetti di intensità macrosismica $I_{MCS} \geq$ VI (Locati *et al*., 2011), a seguito dei quali sono stati descritti effetti ambientali simili a quelli osservati nelle aree epicentrali in occasione della sequenza sismica emiliana di maggio-giugno 2012 (Guidoboni *et al*., 2007).

La sismicità è data prevalentemente dall'attività delle faglie delle Pieghe Ferraresi (DISS Working Group, 2010) ma Ferrara ha subito danni anche in occasione di forti terremoti originati in zone sismogenetiche lontane, sia alpine che appenniniche (Locati *et al*., 2011).

Lo studio di microzonazione sismica recentemente effettuato dal Comune di Ferrara (Fioravante e Giretti, 2013) indica che nell'area è attesa un'amplificazione del moto sismico (PGA/PGA_0) mediamente pari a 1,5. La morfologia dell'area è pianeggiante e l'amplificazione è dovuta alle caratteristiche stratigrafiche; il sottosuolo è, infatti, costituito da una successione continentale, risultato per lo più dell'attività deposizionale del Po, che poggia su un substrato marino-transizionale posto ad una profondità di circa 100 m. Lo spessore dei sedimenti alluvionali in Pianura Padana è generalmente maggiore; lo spessore ridotto della copertura alluvionale in questo settore è dovuto al fatto che l'area di Ferrara sorge proprio sulla culminazione della dorsale esterna delle Pieghe Ferraresi (Fig. 1).

Più in dettaglio, la successione continentale è costituita da alternanze di sabbie, limi e argille di origine alluvionale di età Pleistocene medio-Olocene, che poggiano, ad profondità di circa 100-120 m su un substrato di sabbie e peliti di ambiente transizionale, riferibile alle Sabbie di Imola di età Pleistocene medio; queste ricoprono depositi francamente marini, prevalentemente argilloso-marnosi, di età compresa tra l'Oligocene e il Pleistocene inf.-medio (RER & ENI-Agip, 1998; Molinari *et al*., 2007) il cui tetto è ad una profondità di circa 130-150 m (Fig. 1).

La successione alluvionale risulta quasi tutta costituita da sedimenti di età più recente di 450.000 anni riferibili al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES); la porzione riferibile al Sintema Emilia-Romagnolo Inferiore, di età compresa tra 800.000 e 450.000 anni, è parecchio ridotta, probabilmente per il sollevamento e l'esposizione, con conseguente erosione, di questa porzione della dorsale ferrarese (v. sezioni B-B' e C-C' in Molinari *et al*., 2007).

I sondaggi a carotaggio continuo e le prove penetrometriche statiche disponibili hanno permesso di ricostruire con sufficiente dettaglio la stratigrafia fino alla profondità d'interesse (20 m) ai fini della valutazione del rischio di liquefazione.

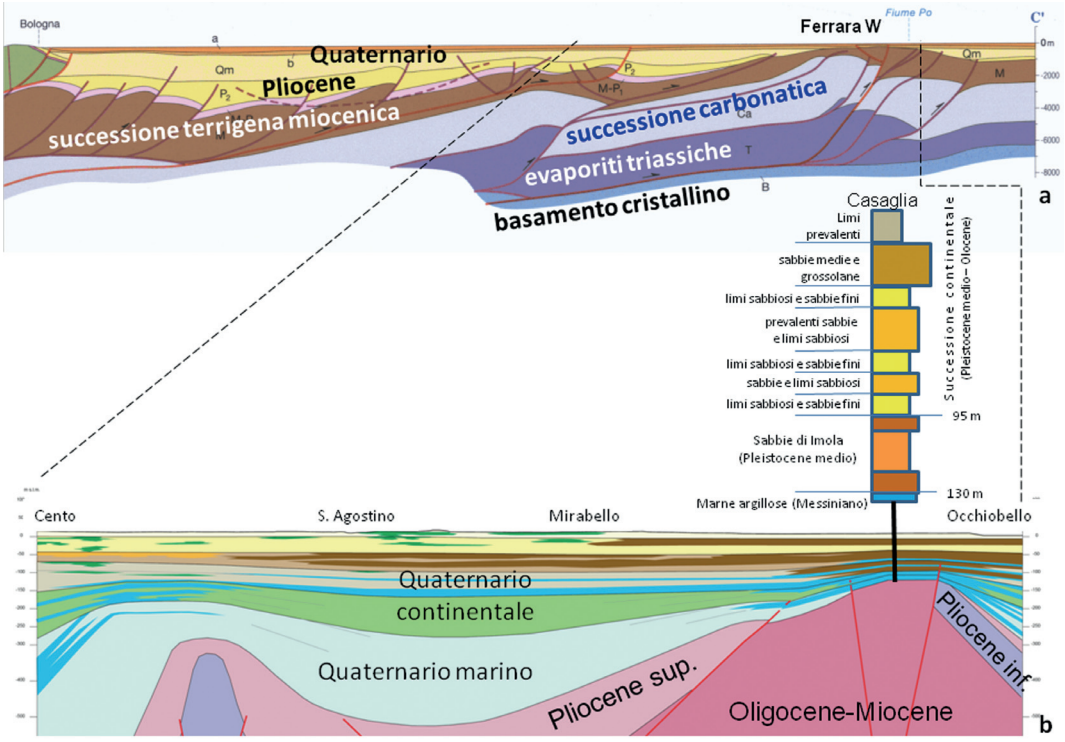


Fig. 1 – a) sezione geologica dal margine appenninico bolognese al Po (da Boccaletti *et al.*, 2004); b) sezione geologica (scala verticale x12,5) attraverso il settore ovest della provincia di Ferrara (da Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, 2013).

Questa porzione di sottosuolo è costituita da alternanze di terreni fini, argilloso limosi, e granulari, sabbiosi e limosi, con variazioni laterali in termini di distribuzione e spessore; tale variabilità è tipica delle pianure alluvionali ed è dovuta all'attività erosiva-deposizionale dei corsi d'acqua.

I sedimenti granulari, limi sabbiosi e sabbie, sono presenti talora in lenti e/o intervalli di spessore variabile, da pochi cm a qualche m, talora in intervalli amalgamati di spessore plurimetrico (Fig. 2). Dalla profondità di 13-15 m inizia un intervallo pressoché ubiquitario, e di spessore metrico, di sabbie ben addensate che spesso si sviluppa fino a profondità molto maggiori di quella d'interesse.

I dati idrogeologici disponibili indicano che il tetto della falda è mediamente ad una profondità di pochi m, con escursioni stagionali limitate (± 1 m).

Data la disponibilità di perforazioni che hanno raggiunto il substrato geologico (v. sondaggio di Casaglia, Fig. 2) sono stati effettuati numerosi studi da parte di vari enti di ricerca (INGV, OGS, CNR, istituti universitari,…) per l'analisi della propagazione delle onde sismiche attraverso la successione alluvionale di copertura e dell'amplificazione del moto sismico dal substrato alla superficie (v. ad es.: Malagnini *et al.*, 1997; Cocco *et al.*, 2001; Picozzi e Albarello, 2007; Laurenzano e Priolo, 2013; Priolo *et al.*, 2013). Tutte le indagini e le elaborazioni dei dati eseguite dai vari Autori indicano che dalla profondità di circa 95-100 m, base della successione alluvionale, la velocità di propagazione delle onde S (Vs) supera i 500 m/s e che dalla profondità di 130 m, tetto dei depositi pre-quaternari, è sempre maggiore di 900 m/s.

Visti i dati di Vs disponibili e considerata l'ubicazione dell'area di studio rispetto alla culminazione dell'alto strutturale e al sondaggio di Casaglia si può ipotizzare che nell'area della PMI di Ferrara il tetto del bedrock sismico sia ad una profondità compresa tra 130 e 150 m.

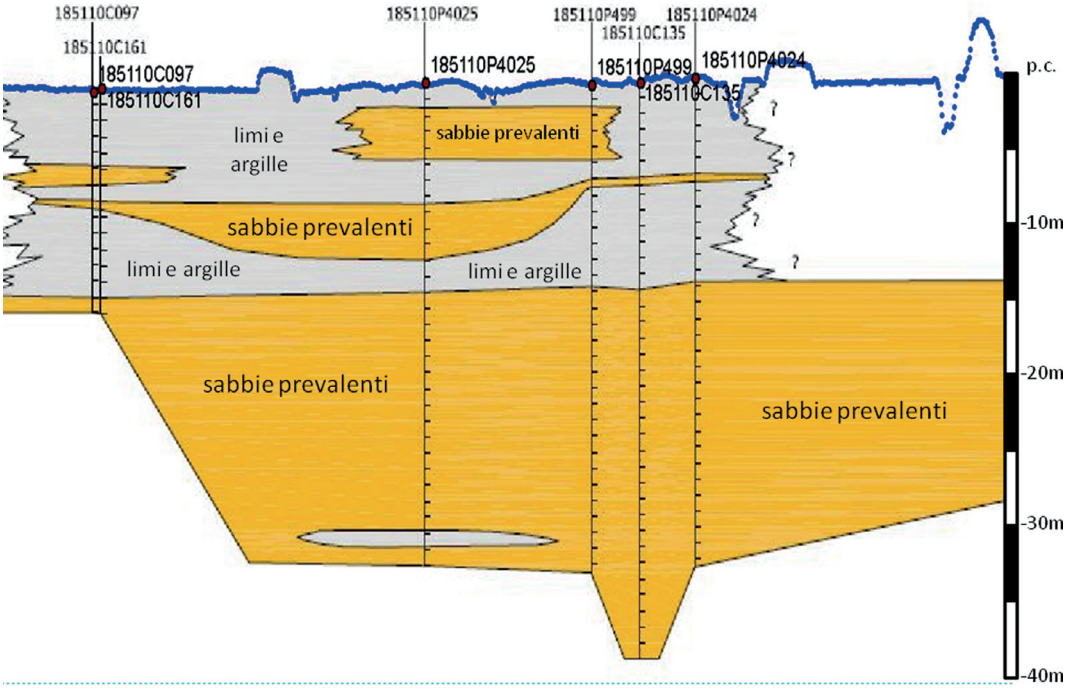


Fig. 2 – Esempio di sezione (esagerazione verticale x10) dell'area d'interesse.

Metodo di analisi. Definita l'area di studio (area d'interesse con un buffer di circa 200 m), il primo passo è stato raccogliere tutti i documenti disponibili (cartografie e indagini).

In particolare il primo obiettivo è stato definire accuratamente la posizione del ramo abbandonato del Po che secondo le cartografie disponibili (Bondesan *et al*., 1995; Fioravante e Giretti, 2013) attraversava l'area da NW a SE.

Tra le indagini disponibili sono state quindi selezionate quelle utili per la ricostruzione della stratigrafia dei primi 20 m (sondaggi a carotaggio continuo e prove penetrometriche statiche); considerato che l'elemento caratterizzante è la presenza di intervalli sabbiosi, sono state considerate utili anche le stratigrafie derivanti dall'interpretazione dei log di pozzi per acqua.

In sintesi, le prove geotecniche in sito utilizzate sono le seguenti:

- 154 prove penetrometriche statiche a punta meccanica (CPT),
- 33 prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU) di cui 9 con cono sismico (SCPTU),
- 69 sondaggi a carotaggio continuo,
- 25 pozzi per acqua.

Tutte queste prove sono state interpretate e classificate, in maniera da evidenziare la presenza e la distribuzione di intervalli granulari, come segue:

- 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;
- LT1 presenza di orizzonti liquefacibili che iniziano nei primi 5 m e continuano verso il basso;

- LT2 presenza di orizzonti liquefacibili che iniziano tra 5 e 10 m e continuano verso il basso;
- LT3 presenza di orizzonti liquefacibili che iniziano tra 10 e 15 m e continuano verso il basso;
- LT4 presenza di orizzonti liquefacibili che iniziano tra 15 e 20 m e continuano verso il basso;
- N: assenza di orizzonti liquefacibili importanti nei primi 15-20 m;
- X: dato non interpretabile.

Le prove così classificate sono state mappate e, per comprendere meglio la distribuzione degli litostratigrafica, sono state realizzate nove sezioni geologiche, tracciate in maniera da intercettare il maggior numero di prove e caratterizzare al meglio il sottosuolo tenendo in considerazione anche la distribuzione degli edifici. Un esempio di sezione è riportato in Fig. 3.

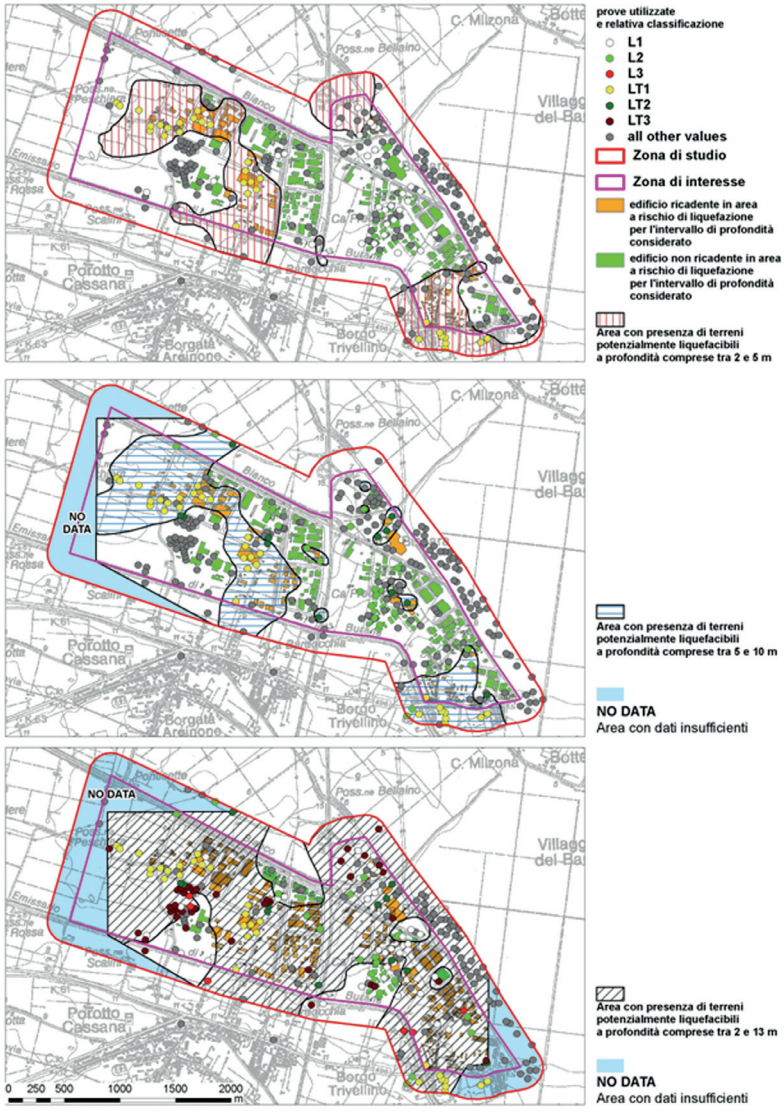


Fig. 3 – Mappe delle zone con intervalli sabbiosi sottofalda di spessore maggiore di 1 m nei primi 5 m (a) e di spessore maggiore di 2 m negli intervalli 5-10 m (b) e fino alla profondità di 13-15 m (c).

Poiché per le finalità di questo studio la cartografia delle prove classificate in base alla profondità degli orizzonti liquefacibili non è risultata particolarmente significativa, per ogni prova è stato stimato lo spessore dei terreni sabbiosi per 4 intervalli di profondità: tra il tetto della falda e 5 m, tra 5 e 10 m, tra 10 e 15 m e tra 15 e 20 m. Ciò ha permesso di realizzare mappe degli spessori (isopache) degli orizzonti sabbiosi per intervalli di profondità.

Per ogni prova CPT e CPTU, per le quali fossero disponibili in forma tabellare i valori di resistenza alla punta e resistenza laterale, è stato poi valutato l'indice potenziale di liquefazione (I_L) (Iwasaki *et al*., 1982) tramite le procedure semplificate, riconosciute dalle linee guida AGI (2005) e indicate sia dagli indirizzi regionali (DAL 112/2007) e nazionali (ICMS, 2008), sia dalle NTC (2008). Poiché il solo valore dell'indice I_L non fornisce indicazioni sulla profondità e spessore degli intervalli liquefacibili, di ogni prova è stato attentamente considerata la distribuzione dei fattori di sicurezza alla liquefazione Fs lungo la verticale di prova che si ottiene con le stesse procedure semplificate. In particolare, per le stime di Fs e I_L sono stati utilizzati i metodi proposti da Idriss e Boulanger (2008) e da Robertson (2009) in quanto sono calibrati specificamente sulle prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU) che, per questo tipo di terreni medio-fini, sono le indagini geotecniche di migliore definizione stratigrafica (un dato ogni 2 cm) di gran lunga più numerose. Inoltre, sull'utilizzo di tali precedure esiste già una consistente e consolidata letteratura tecnica che, a partire da Olsen (1984) fino a Robertson (2012) e Boulanger e Idriss (2014), passando per molti altri autori, ha verificato sul campo la validità della stima del fattore di sicurezza nei confronti della liquefazione. Anche nei luoghi dove si sono verificati gli eventi sismici del 2012, le indagini penetrometriche eseguite pre e post sisma hanno dato interpretazioni del rischio di liquefazione coerenti con i fenomeni osservati. Purtroppo le prove penetrometriche a punta elettrica (CPTE) o con piezocono (CPTU) non sono ancora molto frequenti e la maggior parte delle prove penetrometriche disponibili per quest'area sono a punta meccanica (CPT). Queste ultime, rispetto alle prove CPTE o CPTU, generalmente forniscono valori sovrastimati di Fs e quindi valori sottostimati di I_L. Ciò nonostante, e sebbene le procedure semplificate facciano riferimento a prove CPTE o CPTU, per avere la maggiore quantità di verifiche, sono state utilizzate anche le prove CPT. Di ciò è stato tenuto conto nelle elaborazioni finali. Tutte le stime sono state effettuate considerando la profondità della falda a -2 m dal p.c., una Mw=6.14 (M_{Wmax} della zona sismogenetica 912, Meletti e Valensise, 2004) e una PGA pari a 0,200g derivata da quella di riferimento (v. mappe interattive di pericolosità sismica in http://zonesismiche.mi.ingv.it/ e http://esse1-gis.mi.ingv.it/) amplificata di un fattore 1,49 (fattore di amplificazione per terreno con categoria di sottosuolo tipo C mediamente presente nell'area di studio; tale valore è in perfetto accordo con quello indicato nello studio di microzonazione sismica del Comune di Ferrara (Fioravante e Giretti, 2013) pari a 1,5.

Il confronto della distribuzione ed entità dei valori di I_L, dei profili dei Fs e della cartografia delle isopache degli intervalli sabbiosi ha permesso di definire soglie minime di spessore degli intervalli sabbiosi al di sotto delle quali il rischio di liquefazione è poco significativo ($I_L < 2$ e Fs>1 soprattutto negli strati a profondità > 10 m); sono così state realizzate mappe delle zone con intervalli sabbiosi sottofalda di spessore maggiore di 1 m nei primi 5 m e di spessore maggiore di 2 m negli intervalli 5-10 m e fino alla profondità di 13-15 m (Fig. 3). Questa cartografia costituisce una sorta di microzonazione sismica in quanto definisce le zone in cui il rischio di liquefazione è ritenuto significativo nonché la profondità e lo spessore degli intervalli liquefacibili. Tali informazioni sono fondamentali per la scelta degli interventi di riduzione del rischio sismico ritenuti più idonei in base alle caratteristiche litostratigrafiche locali.

Su queste mappe è stata poi sovrapposta la distribuzione degli edifici; ciò ha permesso di verificare quanti e quali edifici ricadessero nelle zone a rischio e distinguerli in base alle condizioni litostratigrafiche locali. Sulla base di tale distinzione e della tipologia degli edifici è possibile definire le tipologie di intervento più idonee.

Conclusioni. La distribuzione delle isopache dei terreni sabbiosi indica chiaramente una concentrazione di terreni sabbiosi in alcuni settori e l'assenza in altri, permettendo di

individuare il corso del Po che attraversava l'area di studio. Le elaborazioni per la stima di I_L hanno confermato che l'utilizzo di dati da prove penetrometriche a punta meccanica (CPT) porta ad ottenere valori di Fs generalmente maggiori di quelli che si ottengono elaborando i dati delle prove a punta elettrica (CPTE) o con piezocono (CPTU), e, conseguentemente, valori più bassi di I_L. Tuttavia, anche utilizzando i dati da prove CPT si ottengono valori di I_L maggiori nelle aree con intervalli sabbiosi più frequenti e di maggiore spessore; quindi le prove CPT, sebbene tendano a sottostimare il rischio di liquefazione, in mancanza di prove CPTE o CPTU possono essere utilizzate per una stima relativa della pericolosità di liquefazione tra zone con diverse caratteristiche litostratigrafiche. Pertanto, in questo studio, per disporre di un numero maggiore di verifiche, ai fini della zonazione dell'area in base alla pericolosità di liquefazione, sono state utilizzate anche le stime di I_L da prove a punta meccanica.

In ogni caso, i valori di I_L ottenuti sono in genere piuttosto bassi (I_L<5) ad eccezione di quelli relativi a prove ricadenti nel settore nord-occidentale dell'area. Tuttavia, per la definizione delle tipologie di intervento più idonee anche in un'ottica di ottimizzazione delle risorse, il parametro I_L non è risultato particolarmente rappresentativo in quanto non fornisce informazioni sulla profondità degli orizzonti liquefacibili. L'informazione più utile in questo caso è risultata la distribuzione in profondità, cioè lungo la verticale di prova, dei valori del fattore di sicurezza alla liquefazione Fs.

La distribuzione in profondità dei valori di Fs mostra che il maggiore contributo al rischio di liquefazione (Fs<1) è dato dagli intervalli sabbiosi presenti nei primi 10 m mentre le sabbie a profondità maggiori di 13-15 m, essendo generalmente ben addensate, forniscono quasi sempre valori di Fs>1.

Perciò, si è deciso di considerare la distribuzione litostratigrafica nei primi 13-15 m da p.c.. Sono state così individuate 4 zone con diverse caratteristiche litostratigrafiche e definite 3 zone a rischio (Fig. 3):

- zone in cui sono assenti orizzonti sabbiosi di spessore rilevante nei primi 13-15 m; rischio di liquefazione basso o nullo;
- zone in cui, sottofalda, sono presenti lenti e orizzonti sabbiosi spessi almeno 1 m fino alla profondità di 5 m;
- zone in cui sono presenti lenti e orizzonti sabbiosi spessi almeno 2 m nell'intervallo di profondità compreso tra 5 e 10 m;
- zone in cui, sottofalda, sono presenti orizzonti sabbiosi di spessore di almeno 2 m fino alla profondità di 13-15 m.

Il confronto tra zonazione della pericolosità da liquefazione, distribuzione delle costruzioni nelle varie zone e tipologia di edifici ha permesso di calcolare la superficie delle aree potenzialmente oggetto di interventi tenendo conto delle condizioni geologiche e quindi delle diverse tecniche di riduzione del rischio. Questo ha consentito di definire gli interventi più idonei e stimare l'entità dei costi e delle risorse necessarie (v. intervento di Confindustria ER, Unindustria FE e RER nella sessione 2.3).

Bibliografia

Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L.,Severi P., Vannucci G.; 2004: *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*. Con note illustrative. Regione Emilia-Romagna–SGSS, CNR-IGG. Selca, Firenze.

Bondesan M., Ferri R., Stefani M.; 1995: *Rapporti fra lo sviluppo urbano di ferrara e l'evoluzione idrografica, sedimentaria e geomorfologica del territorio*. In "Ferrara nel Medioevo. Topografia storica e archeologia urbana", a cura di Anna Maria Visser Travagli. Grafis, Bologna.

Boulanger, R.W., I.M. Idriss; 2014: *CPT and SPT Based Liquefaction Triggering Procedures*. Center For Geotechnical Modeling, Department Of Civil & Environmental Engineering College Of Engineering, University Of California At Davis. Rep. n. UCD/CGM-14/01, April 2014.

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:*. Annali di Geofisica, 44, 137–154.

Crespellani T., Facciorusso J., Ghinelli A., Madiai C., Renzi S., Vannucchi G; 2012: *Rapporto preliminare sui diffusi fenomeni di liquefazione verificatisi durante il terremoto in pianura padana emiliana del maggio 2012*. Rapporto 31 maggio 2012. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

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.

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*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1 http://diss.rm.ingv.it/diss/

EMERGEO working group; 2012: *Emilia 2012*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Rapporto Preliminare 04/06/2012. http://emergeo.ingv.it/rapporti-di-attivita.html

Fioravante V. e Giretti D; 2013: *Studio di Microzonazione Sismica di Terzo Livello. Attuazione dell'Articolo 11 della Legge 2 giugno 2009 n.77, dell'O.P.C.M 4007/2012 e della Delibera della Giunta Regionale dell'Emilia-Romagna, 1302-2012*. Piano Operativo Comunale, elaborato QC1.1.1. Adottato il 28/10/2013 con delibera consiliare PG. 82532/13. Università degli Studi di Ferrara e Consorzio Ferrara Ricerche.

http://ww3.comune.fe.it/prg/poc/QC1_1_1_Relazione_illustrativa.pdf

Galli P; 2000: *New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction*. Tectonophysics, 324: 169-187.

Gruppo di lavoro MS Emilia 2012; 2013: *Microzonazione sismica dell'area epicentrale del terremoto della pianura emiliana del 2012 (ord. 70/2012*. Atti del 32° convegno GNGTS, Trieste 19-21 novembre 2013,sessione 2.3, 428-434.

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G. and Valensise G; 2007: *CFTI4 Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997 and Mediterranean Area (760 B.C.-1500*. INGV-SGA. http://storing.ingv.it/cfti4med/

ICMS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Gruppo di lavoro MS (2008, Conferenza delle Regioni e Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e CD-rom. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137

Idriss I.M. & Boulanger R.W; 2008: *Soil liquefaction during earthquakes*. Monograph MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA, 261 pp.

Iwasaki T., Tokida K., Tatsuoka F., Watanabe S., Yasuda S., Sato H; 1982: *Microzonation for soil liquefaction potential using simplified methods*. Vol 3. Proc. of the 3rd Int. Conf. on Microzonation, Seattle, pp. 1319-1330.

Laurenzano G. e Priolo E; 2013: *Studio sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito ai fini della microzonazione sismica di alcuni comuni della Regione Emilia Romagna. Relazione sull'attività svolta*. OGS - CRS. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia

Locati M., Camassi R. e Stucchi M. (a cura di); 2011: *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11. DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11

Malagnini, L., Hermann, R.B., Mercuri, A., Opice, S., Biella, G. & De Franco, R; 1997: *Shear-wave velocity structure of sediments from the inversion of explosion-induced Rayleigh waves: comparison with crosshole measurements*. Bull. seism. Soc. Am., 87, 1413–1421.

Meletti C. e Valensise G. (a cura di); 2004: *Zonazione sismogenetica ZS9 – App. 2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 20.03.03 n. 3274. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. http://www.mi.ingv.it/pericolosita-sismica/

Molinari F.C., Boldrini G., Severi P., Dugoni G., Rapti Caputo D., Martinelli G; 2007: *Riserve idriche della Provincia di Ferrara, parte prima*. Provincia di Ferrara – Servizio della Ssotenibilità e Cooperazione Internazionale, Regione Emilia-Romagna – Servizio geologico, sismico e dei suoli, Università di Ferrara – Dipartimento di Scienze della Terra. DB Map, Firenze.

NTC 2008; 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni*. Decreto del Ministero delle Infrastrutture 14 gennaio 2008.

Olsen R.S; 1984: *Liquefacion analysis using the cone penetrometer test (CPT)*. Proc. 8th World Conference on Earthquake Engineering EERI, San Francisco, 3, 247-254.

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. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03282.x

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*. Annals of Geophysics, 55 (4), 7 pp. DOI: 10.4401/ag-6172.

Robertson, P.K; 2009: *Performance based earthquake design using the CPT*. In Proceedings of IS-Tokyo 2009: International Conference on Performance-Based Design in Earthquake Geotechnical Engineering - From Case History to Practice, Tokyo, Japan, 15–18 June 2009. T. Kokusho, Y. Tsukamoto, and M. Yoshimine (Ed.. CRC Press/Balkema, Leiden, the Netherlands. pp. 3–20.

Robertson, P.K., Cabal K. L; 2012: *Guide to Cone Penetration Testing for Geotechnical Engineering, 5th edition*. Gregg Drilling & Testing Inc. www.cpt-robertson.com

DEFINIZIONE DEL MODELLO INTEGRATO DI SOTTOSUOLO PROPEDEUTICO ALLA REALIZZAZIONE DI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 NEL CENTRO ABITATO DI FIVIZZANO (MS)

V. D'Intinosante[1], GDL Fivizzano[2]

[1] Ufficio Prevenzione Sismica, Regione Toscana, Firenze

[2] GDL (Gruppo di Lavoro) Fivizzano:

M. Baglione, V. D'Intinosante, F. Vannini, P. Fabbroni (Ufficio Prevenzione Sismica, Regione Toscana)

A. Puccinelli, G. D'Amato Avanzi (Dipartimento Scienze della Terra – Università di Pisa)

G. Naso (Ufficio Rischio Sismico e Vulcanico, Dipartimento della Protezione Civile, Roma)

G. Cavuoto, V. Di Fiore, N. Pelosi, M. Punzo, D. Tarallo (CNR– IAMC, Napoli)

S. Piscitelli, A. Perrone, J. Bellanova, G. Calamita (CNR– IMAA, Potenza)

M. Moscatelli, A. Pagliaroli, M. Simionato, D. Pileggi (CNR– IGAG, Roma)

G. Vessia (INGEO – Università di Chieti)

Introduzione. La Regione Toscana ha avviato a partire dal 1997, con il Programma di Valutazione Effetti Locali (denominato Progetto VEL), un importante programma di studi ed indagini, finalizzato alla realizzazione di studi di Microzonazione Sismica di tipo quantitativo (attualmente definiti di Livello 3) nelle aree regionali a maggior pericolosità sismica di base (Ferrini *et al*., 2007).

Il Progetto VEL è attualmente attivato nelle aree della Lunigiana, Garfagnana e media Valle del Serchio, Montagna Pistoiese, Mugello e Val di Sieve, Casentino, Valtiberina ed Amiata, per un totale di 90 comuni e 207 centri abitati oggetto d'indagine.

In queste aree, ad oggi, sono state realizzate:

- circa 1100 linee di sismica a rifrazione con onde P e SH (circa 110 km totali);
- circa 500 sondaggi geotecnici (più di 1400 prove SPT) con relative prove down-hole in foro (più di 15 km di profondità totale);
- oltre 500 campioni indisturbati prelevati su cui sono state eseguite circa 500 prove statiche e circa 250 prove dinamiche;
- circa 20 comuni indagati con prove HVSR per la stima diretta della frequenza fondamentale di risonanza di sito;
- Cartografie geologiche e geomorfologiche di dettaglio (in scala 1:2000).

Tali studi hanno recentemente subito una forte accelerazione grazie ai finanziamenti nazionali previsti con l'OPCM 3907/2010 e s.m.e i. in attuazione dell'articolo 11 della legge 24 giugno 2009, n. 77. In alcuni comuni, sia afferenti a questo progetto co-finanziato dallo Stato, sia già finanziati nell'ambito dei progetti regionali di prevenzione sismica, è stato possibile terminare gli studi avviati in ambito VEL attraverso la realizzazione di cartografie di Microzonazione Sismica di Livello 3, secondo gli standard previsti dagli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (di seguito indicato con la sigla ICMS) approvati il 13 novembre 2008 dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome.

Tale livello di approfondimento è stato possibile grazie all'elevato numero di indagini di esplorazione del sottosuolo realizzate negli anni precedenti; ciò ha permesso, mediante una implementazione "low-cost" sul quadro conoscitivo tramite la realizzazione di indagini geofisiche di superficie (possibili grazie al cofinanziamento nazionale), una buona ricostruzione

dell'assetto geologico-tecnico (superficiale e sepolto) con conseguente caratterizzazione fisico-meccanica in campo dinamico dei terreni oggetto di studio.

Tra i comuni oggetto d'indagine in ambito VEL, spicca, per quantità e livello di attività realizzate, il centro abitato di Fivizzano (MS).

La scelta di questo comune come area pilota è stata dettata sia dalla non trascurabile sismicità storica della Lunigiana (colpita nei secoli passati da eventi sismici d'intensità medio-elevata) e dal fatto che Fivizzano è stato uno dei comuni più danneggiati dall'evento sismico del settembre 1920. A queste condizioni, si aggiungono, per l'area del capoluogo, condizioni geologiche *s.l.,* superficiali e sepolte, predisponenti l'attivazione di fenomeni di amplificazione locale.

Al fine di comprendere l'assetto geologico alla base del probabile innesco di fenomeni di amplificazione locale, nel corso degli ultimi 15 anni è stata realizzata una copiosa campagna di esplorazione multidisciplinare del sottosuolo la quale, unitamente al rilievo geologico di campagna effettuato dal Dipartimento di Scienze della terra dell'Università di Pisa, ha consentito la definizione di un modello geologico preliminare e un'analisi di risposta sismica locale in assetto monodimensionale e bidimensionale (D'Intinosante, 2003; Cherubini *et al.,* 2004 e 2006; Rainone *et al*., 2004).

Tuttavia, l'elevata complessità dell'assetto geologico dell'area, sia da un punto di vista litostratigrafico, sia tettonico, sia per quanto attiene alle proprietà fisico-meccaniche in campo dinamico dei terreni coinvolti nello studio, unitamente allo spessore delle coperture frequentemente superiore a 30m dal piano campagna, ha lasciato alcuni interrogativi aperti soprattutto in merito ai rapporti tra le unità costituenti il substrato sismico e geologico ed alla caratterizzazione geometrica e fisico-meccanica del fenomeno gravitativo, ubicato nel settore est dell'area d'indagine.

A seguito dell'evento sismico del 21 giugno 2013 (magnitudo Ml=5.2), avente come epicentro proprio il territorio comunale di Fivizzano, di concerto con il Dipartimento della Protezione Civile, è stato costituito un Gruppo di Lavoro multidisciplinare (di seguito GdL) avente come obiettivo finale la realizzazione di un dettagliato studio di microzonazione sismica di Livello 3 sull'area del capoluogo.

La presente nota ha lo scopo di illustrare lo stato d'avanzamento delle attività del GdL, evidenziando i risultati ad oggi validati ed acquisiti, le problematiche ancora aperte e gli sviluppi futuri del progetto.

Assetto geologico dell'area. Il centro abitato di Fivizzano è caratterizzato da un substrato geologico e sismico (per lo più sepolto o affiorante alla base degli impluvi naturali che incidono profondamente in direzione NE-SW il terrazzo fluviale su cui giace il centro abitato) costituito da litotipi ascrivibili a quattro diverse formazioni: il Flysch di Ottone (OTO) appartenente all'Unità Ottone, i Calcari di Groppo del Vescovo (CGV) e le Argille e calcari di Canetolo (ACC) relative all'Unità di Canetolo e le arenarie del Macigno (MAC) afferenti alla Falda Toscana (Puccinelli *et al*., 2005, 2010).

I depositi di copertura quaternari, in discordanza con i termini sottostanti sono costituiti da depositi di colmata e terreni di riporto (Hr), depositi detritici (a) ed i depositi alluvionali terrazzati recenti ed antichi (bn) in sinistra idrografica del torrente Rosaro. Questo corso d'acqua, oggi ben incassato nel suo alveo, a dimostrazione che l'area è tendenzialmente in una fase di sollevamento, determina la presenza di quattro ordini di terrazzi. Sul più antico di questi, giace il centro storico fivizzanese.

Al loro interno contengono livelli lenticolari di spessore metrico, caratterizzati dalla presenza di frammenti angolosi di natura arenacea (colata detritica?). La frazione coesiva è ridotta o completamente assente. Lo spessore complessivo va da pochi metri a circa 50 m.

Il deposito si presenta da moderatamente addensato ad addensato, molto permeabile, con comportamento prevalentemente granulare. La natura litologica dei depositi alluvionali terrazzati non ha permesso il prelievo di campioni indisturbati per la realizzazione di prove meccaniche di laboratorio in campo ciclico/dinamico.

Lungo le scarpate di terrazzo sono diffusi fenomeni gravitativi, talora attivi, costituiti da crolli o scivolamenti. Nel settore orientale dell'area di studio è presente un importante fenomeno gravitativo, oggetto di approfondimenti d'indagine da parte del GdL.

La definizione del modello integrato di sottosuolo. In Tab. 1 è riportato il prospetto delle indagini geotecniche e geofisiche, realizzate negli anni passati nel centro abitato di Fivizzano, al fine di definire le caratteristiche geometriche e fisico-meccaniche in campo dinamico sepolte e superficiali delle unità oggetto di studio.

Tab. 1 - Prospetto delle indagini geotecniche e geofisiche realizzate nel centro abitato di Fivizzano nel periodo 2000-2006.

TIPOLOGIA INDAGINE	n°
Sondaggi geognostici	23
Prove down-hole in onde P ed SH	11
Sismica a rifrazione in onde P ed SH	27
Sismica a riflessione HR in onde P	2
Sismica a riflessione HR in onde SH	2
Prove MASW	1
Misure di rumore a stazione singola	13
Monitoraggio sismico (weak motions)	13
TOTALE	92

Una tale quantità di indagini ha permesso una buona caratterizzazione delle unità di copertura e un'adeguata definizione dei rapporti geometrici tra le unità di copertura e il substrato sismico dell'area.

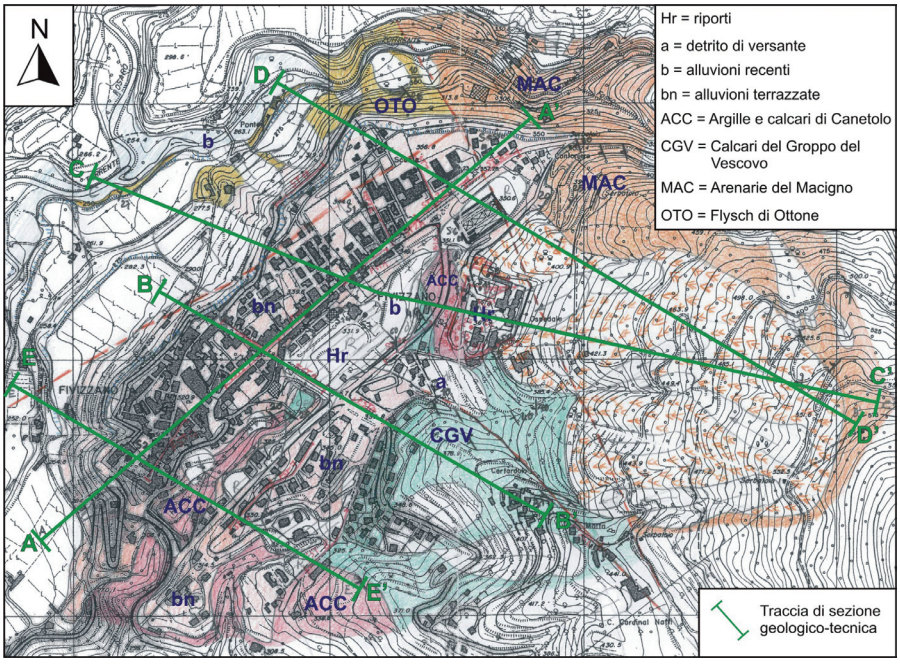


Fig. 1 – Carta geologica preliminare del centro abitato di Fivizzano realizzata dal Dip. Di Scienze della Terra dell'Università di Pisa.

Le indagini pregresse lasciavano, comunque, alcuni interrogativi soprattutto sui rapporti geometrici profondi tra le Unità di Ottone e della Falda Toscana, in contatto tettonico con l'Unità di Canetolo, le cui due formazioni presenti diffusamente nell'area dimostrano a loro volta rapporti geometrici complicati.

L'attività di revisione di tutti i dati pregressi, unitamente alla realizzazione nel dicembre 2013 di un sopralluogo congiunto nell'area d'indagine, ha permesso al GdL di giungere alla definizione, nella primavera del 2014, di un modello geologico preliminare, confluito nella revisione della cartografia geologica esistente (Fig. 1) e nella definizione di cinque sezioni geologico-tecniche, una parallela all'asse maggiore del terrazzo alluvionale su cui fonda l'abitato e 4 sezioni ad essa ortogonali, la cui ubicazione è riportata in Fig. 1.

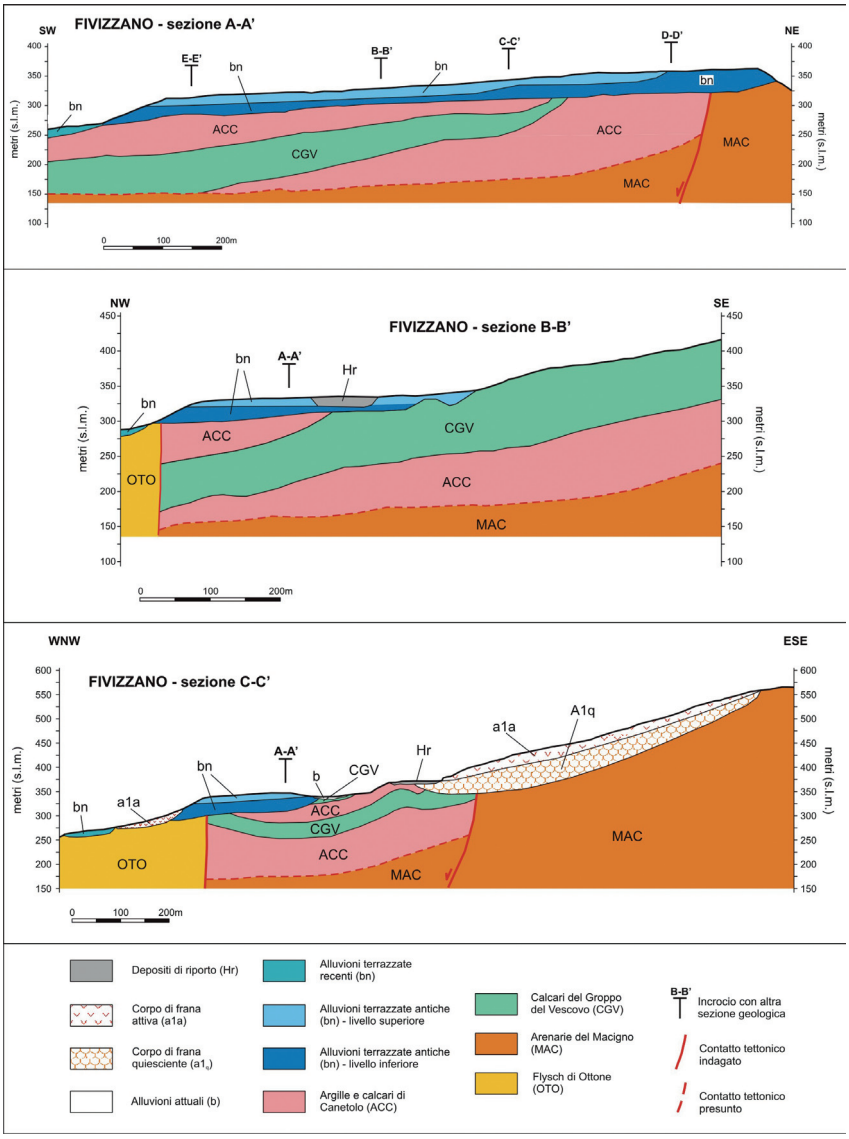


Fig. 2 – Alcune sezioni geologico-tecniche realizzate dal Dip. Di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, le quali saranno utilizzate come input geologico per la realizzazione delle analisi di risposta sismica locale 1D e 2D. I litotipi differenziati da colori diverse nelle sezioni, sono stati suddivisi in differenti sismo strati, sulla base delle differenti proprietà fisico-meccaniche, desunte grazie alla campagna di indagine, illustrata nelle Tabb. 1 e 2.

Le sezioni A-A', B-B' e C-C' sono illustrate in Fig. 2; esse, a seguito dell'espletamento della fase di validazione da parte del GdL, saranno utilizzate come input geologico-tecnico per la realizzazione delle analisi di risposta sismica locale 1D e 2D, necessarie per ottenere i fattori di amplificazione, così come previsto dagli ICMS (2008) per la microzonazione sismica di Livello 3.

L'analisi dei dati geologici *s.l.* pregressi ha consentito, quindi, d'individuare sia aree con assenza di indagini e, di conseguenza, sprovviste di caratterizzazione sismica dei terreni sia zone con presenza di aspetti geologico-tecnici ancora dubbi.

Si citano, ad esempio:

- l'estensione del contatto tettonico tra le Arenarie del Macigno e l'Unità di Canetolo, ben caratterizzato in corrispondenza della porzione settentrionale del terrazzo alluvionale (così come visibile in Fig. 1) e riportato in corrispondenza del settore NE della sezione A-A' in Fig. 3;
- il contatto tettonico tra Unità di Ottone ed Unità di Canetolo, desunto durante il rilievo di campagna, in corrispondenza della porzione NW del terrazzo alluvionale;
- la caratterizzazione geometrica e fisico-meccanica dell'esteso fenomeno gravitativo che interessa il versante ad E del centro abitato di Fivizzano. Nella ricostruzione preliminare del modello di sottosuolo viene proposta, sulla base delle risultanze del rilievo di campagna, della foto-interpretazione e dell'analisi dei logs dei sondaggi a carotaggio continuo eseguiti in corrispondenza dell'ospedale di Fivizzano, la distinzione in due livelli: uno superficiale ritenuto attivo e caratterizzato mediamente da caratteristiche fisico-meccaniche medio-basse ed uno inferiore, in roccia, considerato (anche sulla base delle notizie storiche dell'area) in uno stato di quiescenza e connotato da elevati valori in termini di Vs (mediamente >1500 m/s).

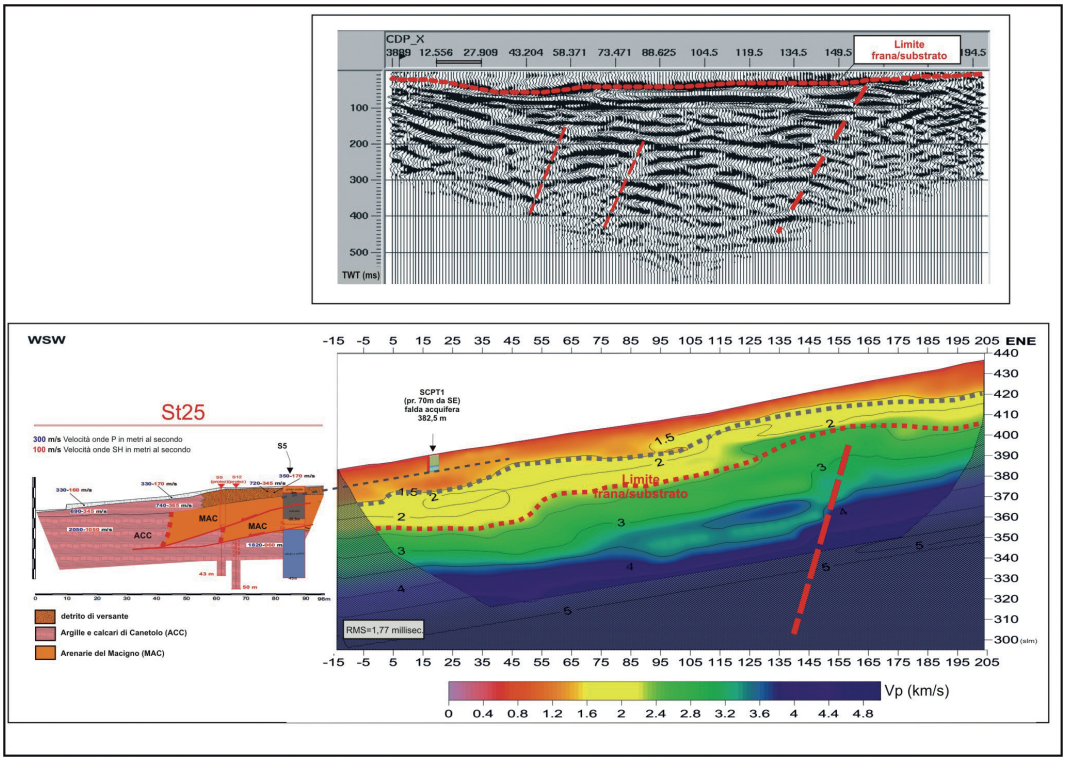


Fig. 3 – Modello bidimensionale del sottosuolo, ad est di Fivizzano, derivato dall'analisi congiunta dei nuovi dati geofisici (sezione di sismica a riflessione in onde P e tomografia sismica a rifrazione in onde P) e delle indagini pregresse (stesa sismica a rifrazione St25 e sondaggio geognostico S5, realizzati nel 2004 nell'ambito del Progetto VEL).

Pertanto, grazie al coinvolgimento di tre Istituti del CNR (IGAG di Roma, IMAA di Potenza e IAMC di Napoli) si è programmata una ulteriore campagna multidisciplinare di indagini geofisiche di superficie, il cui prospetto riassuntivo è visibile in Tab. 2.

Tab. 2 - Prospetto delle nuove indagini geofisiche realizzate nel centro abitato di Fivizzano (giugno 2013 e maggio 2014).

TIPOLOGIA INDAGINE	n°
Misure di rumore a stazione singola	24
Stendimenti di sismica passive in array (ESAC)	4
Tomografia elettrica (ERT)	4
Sismica a riflessione in onde P	4
Prove MASW	12
Sismica a rifrazione (tomografie in onde P)	4
TOTALE	52

La campagna di nuove indagini è stata realizzata prevalentemente nel maggio 2014 ed è consistita in indagini sismiche attive (sismica a rifrazione e riflessione in onde P e indagini MASW), prospezioni di sismica passiva in array (secondo la metodologia ESAC) ed a stazione singola (12 misure H/V a cui si devono aggiungere le 12 misure effettuate nell'estate 2013, a seguito dell'evento che ha interessato l'area di studio il 21 giugno 2013).

Infine, poiché sulla base delle indagini pregresse, in alcuni contesti, le formazioni geologiche oggetto d'indagine mostrano similari valori di velocità di propagazione delle onde sismiche (questo accade sia al contatto tra il livello inferiore dei depositi alluvionali terrazzati antichi e le sottostanti argilliti della Formazione delle Argille e Calcari di Canetolo, sia al contatto prevalentemente tettonico tra formazioni litoidi ascrivibili alle tre differenti Unità descritte nel precedente paragrafo), sono state eseguite quattro tomografie elettriche di resistività (ERT) da confrontarsi con le indagini di sismica attiva in riflessione e rifrazione.

A titolo d'esempio, viene riportata in Fig. 3 l'interpretazione preliminare del citato fenomeno gravitativo ad est del centro abitato, desunta dall'analisi congiunta dei nuovi dati geofisici (sezione di sismica a riflessione in onde P e tomografia sismica a rifrazione in onde P) e delle indagini pregresse (stesa sismica a rifrazione St25 e sondaggio geognostico S5, realizzati nel 2004 nell'ambito del Progetto VEL)

Le predette indagini, ancora in fase di validazione da parte del GdL, consentiranno di migliorare ulteriormente il modello geologico dell'area, confermando la preliminare ricostruzione del modello geologico-tecnico superficiale e sepolto (illustrata nelle Figg. 1 e 2), oppure apportando ad esso le necessarie variazioni.

Le future attività. Una volta definito il modello geologico-tecnico dell'area, il GdL provvederà alla realizzazione di analisi di risposta sismica locale in condizioni 1D e 2D. Tale confronto consentirà, oltre alla quantificazione dei fenomeni di amplificazione locale, l'individuazione dei principali fenomeni fisici responsabili delle modifiche del moto sismico.

L'input sismico da utilizzare sarà definito mediante differenti approcci. Lo spettro di riferimento al bedrock sarà definito con metodi probabilistici e deterministici e saranno applicati sia segnali artificiali che naturali. Tra questi ultimi si utilizzeranno, tra gli altri, gli accelerogrammi estratti mediante il codice di calcolo SCALCONA 2.0 (Rota *et al.*, 2012; Zuccolo *et al.*, 2014), sviluppato per la Regione Toscana dal Gruppo di ricerca dell'Università di Pavia nell'ambito di un apposito Accordo di Collaborazione Scientifica.

Si provvederà poi, in linea con quanto previsto dagli ICMS (2008), ad effettuare un'analisi quantitativa delle condizioni di stabilità in condizioni sismiche del fenomeno gravitativo,

ubicato nel settore orientale dell'area di studio.

Lo studio sarà, infine, corredato anche da una valutazione del peso delle varie incertezze, rilevate nelle varie fasi di analisi, sul risultato finale. In particolare per quanto riguarda la modellazione numerica è previsto l'utilizzo di differenti software di calcolo della risposta locale al fine di valutare l'incertezza associata ai diversi metodi e codici numerici.

Lo studio di microzonazione sismica del centro abitato di Fivizzano sarà redatto in conformità a quanto previsto dalle "Linee Guida Nazionali per la Microzonazione Sismica" (ICMS, 2008) e dagli "Standard di rappresentazione e di archiviazione informatica" prodotti dalla Commissione tecnica nazionale per la Microzonazione Sismica, recepiti nell'ambito della normativa regionale dalla Regione Toscana con Deliberazioni di Giunta Regionale (n.261/2011, n.741/2012, n.971/2013).

Nel prossimo periodo anche le principali frazioni del comune di Fivizzano saranno interessate da analisi di microzonazione sismica di Livello 1, realizzate (come da prassi in Regione Toscana) da tecnici incaricati e coordinati in corso d'opera dall'Ufficio Prevenzione sismica della Regione Toscana. Questa attività sarà finanziata mediante il cofinanziamento statale previsto dall'Ordinanza C.D.P.C. n. 52/2013.

Riconoscimenti. L'Ufficio Prevenzione sismica della Regione Toscana vuole ringraziare l'Arch. M. Ferrini, il Prof. P. Signanini, il Prof. M.L. Rainone, il Prof. C. Eva ed il Prof. D.C. Lo Presti, i quali hanno contribuito negli anni passati con la loro elevata competenza tecnico-scientifica alla definizione del modello geologico-tecnico dell'area del centro abitato di Fivizzano. Inoltre, un sentito ringraziamento va all'Amministrazione comunale di Fivizzano (MS), che ha sempre supportato con interesse e dedizione le tante attività di indagine, monitoraggio e studio effettuate sul proprio territorio, fornendo una preziosa assistenza tecnico-logistica.

Bibliografia

Cherubini C., D'Intinosante V., Ferrini M., Lai C., Lo Presti D.C., Rainone M.L., Signanini P., Vessia G.; 2004: *Problems associated with the assessment of local site effects through a multidisciplinary integrated study: the case of Fivizzano's town (Italy)*. Fifth International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, New York, April 13-17 2004.

Cherubini C., D'Intinosante V., Ferrini M., Rainone M.L., Signanini P., Vessia G.; 2006: *Approccio multidisciplinare per la valutazione della risposta sismica locale nell'ambito del progetto Vel: il caso dei comuni di Fivizzano e Licciana Nardi (Lunigiana)*. Giornale di Geologia Applicata 4 (2006) 169-174.

D'Intinosante V.; 2003: *Valutazione della risposta sismica locale in un sito della Lunigiana (Toscana Settentrionale). Analisi dei risultati preliminari*. Atti del I Congresso dell'Associazione Italiana di Geologia Applicata ed Ambientale. Chieti, 19-20 Febbraio. pp. 343-353.

Ferrini M., Baglione M., Calderini F., D'Intinosante V., Danise S., Di Lillo R., Fabbroni P., Galli P., Iacomelli S., Rossi M., Stano S., Calosi E.; 2007: *Le attività della Regione Toscana per la valutazione degli effetti locali dei terreni: il programma regionale V.E.L.* XII Congresso Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia", Pisa 10-14 giugno 2007.

ICMS - Gruppo di lavoro MS; 2008: Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, 3 vol. e DVD.

Puccinelli A., D'Amato Avanzi G., Giannecchini R., Nannini D.; 2005): *Carta Geologica della Regione Toscana a scala 1:10.000: Sezione 234140 Fivizzano*. Regione Toscana, reperibile al sito http://www.regione.toscana.it.

Puccinelli A., D'Amato Avanzi P., Perilli N.; 2010: *Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000: Foglio 234 Fivizzano e Note Illustrative*. ISPRA, in stampa, reperibile al sito http://www.isprambiente.gov.it/media/carg/234_Fivizzano/Foglio.html.

Rainone M.L., Ferrini M., Signanini P., D'Intinosante V.; 2004: *Evaluation of local amplification in the seismic microzonation: comparison between punctual multidisciplinary integrated studies and macroseismic methods in Fivizzano's area (Toscana, Italy)*. Geotechnical and Geological Engineering, Volume 22, Issue 2, 2004, Pages 227 – 244.

Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C. G., Penna A.; 2012: *Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms*. Bull Earthquake Eng (2012) 10:1357–1375

Zuccolo E., Corigliano M., Lai C.G.; 2014: *Selection of spectrum- and seismo-compatible accelerograms for the Tuscany region in Central Italy.* Soil Dynamics and EarthquakeEngineering 66 (2014) 305–313.

STUDIO DELLA RISPOSTA DI SITO IN UN'AREA DEL BASSO VERSANTE MERIDIONALE DEL M.TE ETNA (SICILIA) FINALIZZATA ALL'INDIVIDUAZIONE DEGLI EFFETTI DI DIREZIONALITÀ

F. Fazio[1], S. Grassi[2], G. Rannisi[1], S. Imposa[2]
[1] Geodixi, Catania
[2] Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali – Sez. Scienze della Terra, Università di Catania

Introduzione. Nel presente lavoro si è cercato di definire l'assetto sismo-stratigrafico del sottosuolo, in un'area prossima a lineamenti strutturali attivi (Fig.1). E' da evidenziare che nell'area di stretto interesse non si riscontra, attualmente, alcuna documentazione scientifica sulla possibile presenza di faglie attive e/o capaci così come nessun dato è stato riscontrato esaminando gli elaborati tecnici a supporto dei piani urbanistici dei comuni interessati.

Tale ricerca si è sviluppata successivamente agli studi effettuati per la MZS di primo livello del comune di San Gregorio di Catania, a seguito di numerose segnalazioni, da parte della popolazione residente nell'area oggetto di indagine, di lesioni sia alle strutture portanti sia alle relative tamponature e di cedimenti alle pavimentazioni dei locali a piano terra (Fig. 2).

Le zone limitrofe all'area esaminata sono state oggetto, nell'ultimo decennio, di molteplici studi mirati all'individuazione di fenomeni amplificativi lungo una fascia di "debolezza" tettonica, testimoniata dalla presenza di una struttura orientata NNO-SSE denominata, in letteratura, "Faglia di Trecastagni" (Imposa *et al.*, 2004, 2013) che interessa i centri urbani di San Giovanni La Punta e di San Gregorio di Catania e dal "Sistema di Valverde", collegato al più ampio "sistema di Aci Catena" e subordinato a questo (dati ITHACA - http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci) (Fig. 1).

La "Faglia di Trecastagni" e il "Sistema di Aci Catena – Valverde", si snodano rispettivamente a sud ed a est della zona esaminata ed entrambi, mostrano un trend direzionale NNO-SSE; questi due sistemi influenzano fortemente la morfologia del territorio dando luogo alla formazione di evidenti scarpate, talvolta obliterate dalla presenza di conetti eruttivi e colate laviche recenti, rappresentando, inoltre, un importante elemento strutturale del basso versante sud-orientale del vulcano. Secondo recenti ricerche, queste strutture costituirebbero uno dei margini dell'ampia area instabile del fianco orientale dell'Etna, soggetta ad un continuo e lento scivolamento verso ESE (Azzaro, 2010).

Dal punto di vista geologico, la porzione di territorio in cui ricade l'area di studio è caratterizzata dall'affioramento di prodotti lavici, costituiti da colate con morfologia tipo "aa" e più raramente "pahoehoe", coni di scorie e bombe sciolte, localmente saldate, cui si associano

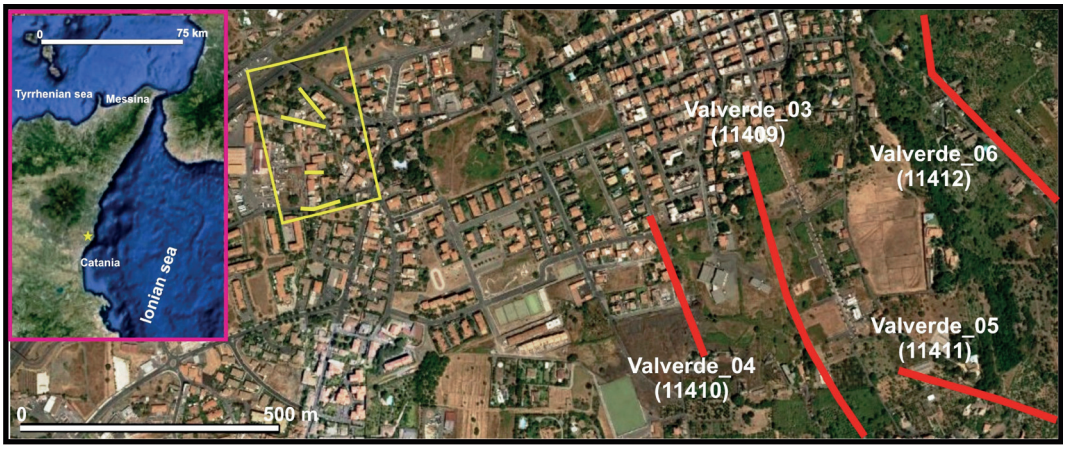


Fig. 1 – Ubicazione dell'area d'indagine con indicazione, nel riquadro in giallo, delle sezioni tromografiche effettuate. In rosso le faglie attive e capaci secondo il progetto ITHACA.

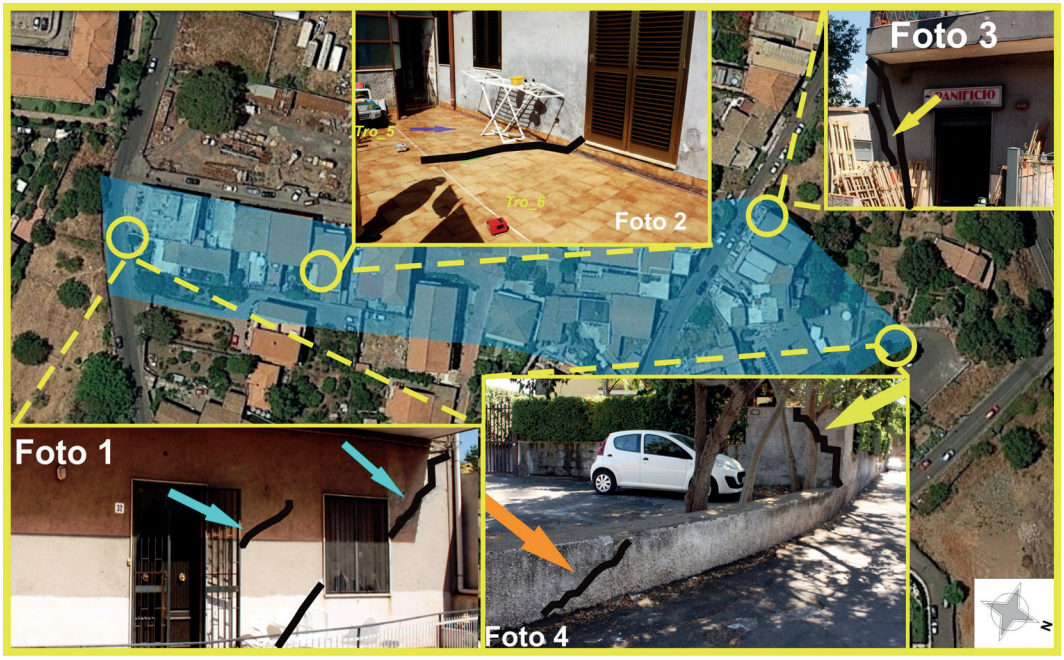


Fig. 2 – Particolare dell'area in cui sono state rilevate lesioni, sia al suolo che agli edifici.

prodotti piroclastici di caduta ed epiclastiti, appartenenti alla "Formazione Torre del Filosofo (UTF)" che comprende le manifestazioni laviche da 15 ka sino ai nostri giorni. In particolare, nell'area di studio si riscontrano le colate degli intervalli eruttivi compresi tra 15ka - 3,9 ka (rappresentate dalle Colate di San Gregorio "UTF_{i1}") e da 3,9 ka - 122 a.C. (rappresentate dalle Colate di Trecastagni UTF_{i2}) , spesso associate a sabbie e conglomerati di natura epiclastica, appartenenti al membro S. Nicolò (UTF_{04}), derivanti dal rimaneggiamento, alterazione e trasporto di materiale vulcanoclastico di caduta e/o degli elementi scoriacei delle colate laviche. (C.A.R.G., 2009).

Sono di seguito riportati i risultati di una campagna di registrazioni di noise ambientale, eseguite nel periodo settembre 2013 - agosto 2014, in un'area del basso versante meridionale del vulcano Etna ricadente tra i comuni di San Giovanni La Punta, Valverde e San Gregorio di Catania (Fig. 1), allo scopo di valutarne la risposta di sito. L'indagine è stata eseguita, applicando la metodologia di sismica passiva a stazione singola; sono state campionate 70 registrazioni di microtremore ambientale, distribuite su 4 profili, al fine di ottenere sezioni bidimensionali "a contrasto d'impedenza" (o cosiddette "tromografiche"), acquisite registrando il microtremore lungo un allineamento prestabilito, ad intervalli di campionamento regolari.

Le registrazioni eseguite in tale area pur presentando amplificazioni di sito da lievi a modeste, mostrano una forte presenza di effetti direzionali del moto di propagazione delle onde sismiche, evidenziato da una crescita della componente spettrale orizzontale. Tale effetto è solitamente legato al modo di propagarsi delle onde sismiche quando si incanalano lungo zone d'intrappolamento dell'energia sismica [fault-guided: Imposa *et al*. (2004); Moretti *et al*. (2012); Muscillo *et al*. (2012); Pagliaroli *et al*. (2012); Panzera *et al*. (2012); Pischiutta *et al*. (2012)]; alla luce di quanto detto tali amplificazioni potrebbero essere riconducibili alla presenza di fratture, con direzione concordante con quella dei principali lineamenti presenti nelle aree limitrofe.

Metodologia utilizzata. E' noto come le caratteristiche stratigrafiche, morfologiche e topografiche del sito possano modificare gli effetti di un evento sismico attenuando o amplificando,

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*., 2009a, 2009b; Di Giulio *et al*., 2009; Del Gaudio *et al*., 2008). L'analisi dei violenti e disastrosi eventi sismici che sono stati registrati nel corso degli ultimi decenni permette di affermare che le condizioni sismo-stratigrafiche morfologiche del sito influenzano la risposta sismica locale e contemporaneamente il comportamento delle strutture ivi presenti o da realizzare. Lo studio di tali fenomeni diventa quindi essenziale per un'accurata valutazione della pericolosità sismica, nell'ottica di una corretta pianificazione territoriale.

Un suolo vibra con ampiezza maggiore alle frequenze di risonanza, non solo quando è eccitato da un evento sismico, ma anche quando è interessato da un tremore di qualsiasi origine (noise). Alla luce di quanto detto si capisce come il calcolo della frequenza di risonanza dei terreni sia possibile ovunque, in qualunque momento ed in modo semplice.

E' infatti possibile evidenziare le frequenze alle quali il moto del suolo viene amplificato per risonanza stratigrafica, attraverso registrazioni di microtremore ambientale, con il metodo di sismica passiva a stazione singola (HVSR), nota con il termine H/V. Tale tecnica che prende in considerazione il rapporto tra, la media delle componenti spettrali orizzontali, sulla componente verticale, fu applicata per la prima volta da Nogoshi e Igarashi (1970) e resa popolare da Nakamura (1989).

I picchi riscontrabili negli spettri H/V, ottenuti dall'elaborazione delle registrazioni di noise ambientale, indicano le frequenze di risonanza presenti al sito e le ampiezze di detti rapporti spettrali H/V danno un'informazione sull'amplificazione "minima" attesa al sito in caso di terremoto, permettendo anche di ottenere informazioni di carattere stratigrafico.

Se si considera un sistema stratificato semplice a due strati, caratterizzato da due diverse velocità (V1 e V2) e da due diverse densità ($\varrho 1$ e $\varrho 2$), 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:

$$f = n\, Vs/4H \qquad (1)$$

dove Vs ed H rappresentano rispettivamente la velocità delle onde di taglio e lo spessore dello strato che risuona ed *n* indica l'ordine del modo di vibrare (fondamentale, primo superiore ecc.).

Da una misura di microtremore che fornisce f, nota la Vs delle coperture, si può stimare la profondità dei riflettori sismici principali o viceversa (Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999; Delgado *et al*., 2000; Gosar e Lenart, 2009).

La metodologia di acquisizione, basata sulla tecnica di Nakamura, sembra essere in grado anche di fornire indicazioni sulle caratteristiche direzionali della risposta sismica locale. In particolare, l'analisi delle variazioni azimutali dei rapporti spettrali H/V può rivelare la presenza e l'orientazione di fenomeni di risonanza direzionale (Del Gaudio *et al*., 2008).

A tale scopo, l'analisi del "tasso di occorrenza" dei picchi direzionali H/V ("Directional H/V Peak Occurrence Rate", DHVPOR), tra le finestre temporali della registrazione (Del Gaudio *et al*., 2013) consente di evidenziare una sistematicità direzionale nella risposta di sito, attraverso l'osservazione di una concentrazione di valori percentuali elevati (di picchi H/V direzionali di frequenza e orientazione coerenti), intorno ad una data frequenza ed un dato azimuth.

Lo studio dei tassi di occorrenza consente di poter riconoscere, con un buon livello di significatività statistica, gli effetti direzionali che caratterizzano il sito esaminato, strettamente legati alle caratteristiche geo-litologiche e strutturali del sottosuolo dell'area di indagine.

Le misure di microtremore ambientale, sono state effettuate avvalendosi 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 20 minuti in corrispondenza di ciascuna delle stazioni di misura. Gli strumenti sono stati posti lungo gli

allineamenti prescelti, con una interdistanza tra una misura e l'altra pari a 5 metri.

Particolare attenzione è stata posta al posizionamento dello strumento, che è stato disposto con l'orientazione dell'asse maggiore nella direzione N-S, ed agendo sui piedini si è operato il centraggio della bolla d'aria nella livella dello strumento stesso. Le registrazioni sono state processate mediante l'utilizzo di un software dedicato (Grilla – Tromino) per valutare i rapporti spettrali tra le componenti del moto del suolo ed, allo stesso tempo, investigare i possibili effetti di direzionalità a cui possono essere soggette le frequenze di risonanza.

Le misure sono state elaborate suddividendo le tracce acquisite in finestre temporali di 20 secondi, ad ognuna di esse è stato applicato uno smoothing triangolare del 10%; successivamente è stata eseguita la "pulizia" del segnale eliminando i transienti, riconducibili, nella maggior parte dei casi, a sorgenti antropiche molto 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 soddisfino i criteri di bontà d'esecuzione, analisi ed affidabilità; contrariamente, i picchi principali di risonanza non sempre sono risultati significativi e chiari per tutti i sei criteri analizzati. La stima della velocità delle onde di taglio Vs è stata ricavata attraverso indagini MASW e ReMi, eseguite in varie porzioni dell'area di studio. L'uso di particolari algoritmi di calcolo ha consentito di associare ad ogni picco spettrale una possibile variazione presente nel sottosuolo in termini di spessore, profondità e velocità di propagazione delle onde di taglio, consentendo di ricostruire sezioni bidimensionali a contrasto di impedenza.

L'analisi del DHVPOR è stata eseguita utilizzando un foglio di calcolo excel appositamente progettato. Sono stati calcolati i valori medi dei rapporti spettrali H/V lungo direzioni ad intervalli azimutali di 10° per intervalli di frequenza di 0,5 Hz. L'analisi ha preso in considerazione solo i picchi H/V significativi, cioè quelli che presentano un valore medio del rapporto H/V maggiore di 2 ed un rapporto H/V massimo e minimo riscontrato alla stessa frequenza (in direzione ortogonale – con divergenza non superiore a 30°) almeno pari a 1,5.

Nell'eseguire l'analisi di direzionalità dei segnali acquisiti non è stato preso in considerazione un terzo criterio di selezione dei picchi (valore della differenza tra il rapporto H/V massimo e minimo, alla frequenza di picco, maggiore della deviazione standard riferita al rapporto H/V massimo) in quanto per analisi al di sotto di 1 Hz tale criterio risulterebbe assai limitativo a causa della possibile sovrapposizione di segnali generati da sorgenti di noise ambientale diffusamente posizionate (Del Gaudio *et al.,* 2008; Muscillo *et al*., 2012).

Occorre, dunque, considerare, che talvolta le registrazioni del noise, nella loro interezza, sono caratterizzate da segnali debolmente polarizzati (rientrano, in ogni caso, nel calcolo del valore medio H/V) che non rappresentano le proprietà di risonanza di sito.

A tal fine, per meglio evidenziare la presenza dei picchi amplificativi alle principali frequenze di risonanza, anche quando tali massimi non sono "visibili" negli H/V medi calcolati sull'intera registrazione, la media dei rapporti H/V viene limitata alle sole combinazioni azimuth-frequenza associate a picchi direzionali significativi.

Per ciascuna delle sezioni tromografiche eseguite sono state analizzati, a campione, i tassi di occorrenza di alcune registrazioni, nel range di frequenza 0,5÷20 Hz, che hanno permesso di evidenziare per ogni singola misura le percentuali di finestre temperali caratterizzate da picchi direzionali, con orientazione similare, indicativi delle proprietà di risonanza del sito.

Tali percentuali sono state plottate su istogrammi 3D ove l'altezza delle barre verticali , per ciascuna combinazione frequenza-azimuth, risulta proporzionale alla percentuale di occorrenza; un ulteriore rappresentazione grafica 3D ha permesso di plottare i valori del rapporto H/V medio per le sole combinazioni frequenza-azimuth corrispondenti ai picchi significativi (Fig. 3).

Gli alti valori delle percentuali del tasso di occorrenza relative a particolari coppie di frequenza-azimuth (40%÷60%) riscontrate rilevano che, nel corso dei campionamenti, vi è una costanza dei picchi direzionali ossia una sistematicità direzionale a determinate frequenze nella risposta sismica locale.

Volendo scongiurare una possibile presenza temporanea di sorgenti di noise polarizzato

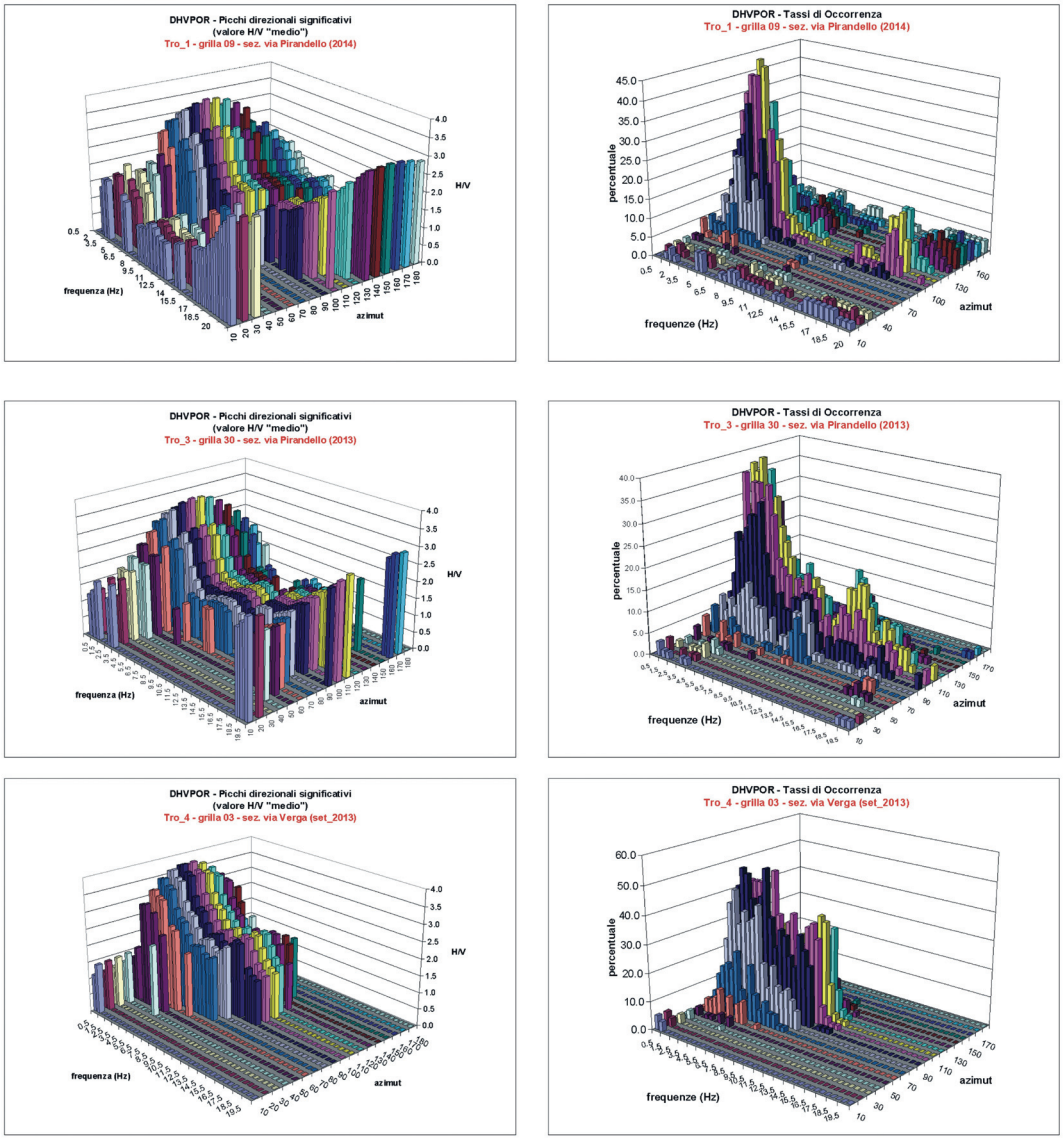


Fig. 3 – Esempio di istogramma dei valori medi H/V relativi ai soli picchi direzionali (sx); esempio di istogramma dei tassi di occorrenza (dx) dei picchi direzionali significativi (DHVPOR).

in un dato intervallo frequenziale che potrebbero inficiare i risultati, sono state raffrontate le analisi direzionali relative a registrazioni eseguite in un arco temporale di circa un anno; questa comparazione ha evidenziato una sistematicità ricorrente e persistente del noise confermando una buona percentuale di attendibilità circa le caratteristiche direzionali della risposta sismica di sito.

Attraverso l'analisi del tasso di occorrenza dei segnali acquisiti lungo i diversi allineamenti è stato possibile mettere in evidenza una marcata direttività della risposta di sito con un massimo fattore amplificativo lungo l'azimuth compreso tra 80° e 120° che si manifesta con maggiore evidenza nell'intervallo di frequenza 1,5÷4,5 Hz ed in minor misura nel range 12÷14 Hz.

Gli angoli di polarizzazione così ricavati hanno confermato una direzione grossomodo E-W ossia un massimo della significatività direzionale "perpendicolare" allo strike delle strutture tettoniche localizzate in prossimità dell'area di studio.

Conclusioni. Il presente studio ha preso in esame le registrazioni di noise ambientale effettuate nell'arco di un anno in un'area prossima ad una fascia di debolezza tettonica, ubicata nel basso versante meridionale etneo, contraddistinta da segnali i cui valori medi degli HVSR sono assai modesti e rendono poco rappresentative le proprietà di risonanza di sito.

In considerazione di ciò si è reso auspicabile l'utilizzo di un'opportuna tecnica d'analisi (calcolo del tasso di occorrenza) dei segnali relativi a registrazioni di noise ambientale energeticamente deboli e/o poco polarizzati che non riescono a far risaltare le proprietà di risonanza di sito.

A tal fine si è scelto di operare un'elaborazione delle registrazioni del noise solo per le combinazioni azimuth-frequenza corrispondenti a picchi direzionali significativi attraverso un'analisi del segnale sottoposto a ben specifici criteri di selezione.

Per verificare se la polarizzazione osservata si fosse mantenuta stabile nel tempo e non causata dall'effetto di una "temporanea" sorgente polarizzata ma espressione delle specificità del sito sono state confrontate le analisi del tasso di occorrenza di misure eseguite nell'arco di un anno.

La rilevabilità degli effetti direzionali potrebbero, dunque, rappresentare un utile strumento d'analisi per evidenziare la presenza nel sottosuolo di strutture tettoniche obliterate, a causa della crescente urbanizzazione, fornendo allo stesso tempo un'ipotesi interpretativa circa le cause dei danni (più che decennali) riscontrati nei manufatti presenti nell'area esaminata e dare indicazioni per una più corretta pianificazione territoriale.

Bibliografia

Albarello D., Castellaro S; 2011: *Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola*. Ingegneria Sismica Anno XXVIII, pp. 32-49.

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**, pp. 761–773.

Castellaro S., Mulargia F; 2009b: *The effect of velocity inversions on H/V*. Pure and Applied Geophysics, **166**, pp. 567–592.

Castellaro S; 2010: *H\V: un contributo oltre Vs30*. Progetto Stessa, pp. 9-31.

Delgado J., Lòpez Casado C., Estévez A., Cuenca A., Molina S; 2000: *Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors a san exploration tool*. J. of Applied Geophysics, **45**, pp. 19-32.

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**, pp. 751-762.

Del Gaudio V., Wasowski J., Muscillo S; 2013: New *developments in ambient noise analysis to characterise the seismic response of landslide prone slopes*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., **1**, pp. 1319–1353. www.nat-hazards-earth-syst-sci-discuss.net/1/1319/2013/ doi:10.5194/nhessd-1-1319-2013.

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.

Gosar A., Lenart A; 2010: *Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors*. Bull. Earthquake Eng., **8**, pp. 501-518.

Ibs-von Seht M., Wohlenberg J; 1999: *Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bulletin of the Seismological Society of America, **89** (1), pp. 250-259.

Imposa S., Coco G., Corrao M; 2004: *Site effects closet o structural lineaments in eastern Sicily (Italy)*. Engineering Geology, **72**, pp. 331-341.

Imposa S., Fazio F., Grassi S., Rannisi G; 2013: *Studio della risposta di sito in un area del versante meridionale del Mt. Etna*. In: Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 32° Convegno, Trieste, **2**, pp. 409-416.

I.S.P.R.A. - Servizio Geologico d'Italia - *Carta Geologica d'Italia* – Foglio 634 CATANIA – Scala 1:50.000 – S.EL. CA. Firenze - 2009

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)*. In: Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 31° Convegno nazionale, sessione 2.2, pp.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*. In: Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 31° Convegno nazionale, sessione 2.2, pp.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**, pp. 25–33.

Nogoshi M., Igarashi T; 1970: *On the propagation charactestics of the microtremors*. Journal of the Seismological Society of Japan, **24**, pp. 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*. In: Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 31° Convegno nazionale, sessione 2.2, pp. 199-206.

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*. In: Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 31° Convegno nazionale, sessione 2.2, pp. 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), pp. 1255-1272.

Progetto ITHACA - *Catalogo delle faglie capaci* - http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci

SESAME 2005: *Guidelines for the implementation of the H\V spectral ratio technique on ambient vibrations – European Research Project*.

APPROCCIO STORICO MULTI-LIVELLO COME SUPPORTO ALLA CONOSCENZA DEGLI EFFETTI ATTESI: ESITI PRELIMINARI DAI DUE *TEST SITE* DI MURO LUCANO E TITO (POTENZA)

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

Introduzione. Il contributo presenta i primi risultati di uno studio, condotto su due siti campione della Basilicata, inteso a valutare le potenzialità (ed i limiti) dell'approccio storico come supporto alla conoscenza degli effetti attesi in conseguenza di un futuro evento sismico. Obiettivo finale e di medio periodo è l'individuazione di possibili linee guida e protocolli metodologico-operativi che integrino gli ICMS (2008) e possano contribuire agli studi locali e alla cartografia di microzonazione sismica.

L'attività si è finora sostanziata in un percorso metodologico che, partendo dalla ricerca e raccolta di fonti relative ad aspetti preliminari come il quadro storico-urbanistico, la toponomastica, i caratteri insediativi, la storia costruttiva e ricostruttiva dei monumenti, si è andata progressivamente sviluppando verso lo studio degli aspetti macrosismici o di conoscenza di eventi naturali estremi come i fenomeni franosi, a carattere cosismico o meno. Lo studio complessivo prescinde volutamente da approfondimenti circa i caratteri geologici dei siti per evitare condizionamenti *a priori* circa i risultati e/o criteri di analisi da seguire. Inoltre, poiché il percorso metodologico intrapreso richiede un processo iterativo di raffinamento, si rileva che gli esiti esposti di seguito sono da considerarsi come provvisori e suscettibili di parziali modifiche/integrazioni.

I *test site*. Come accennato in precedenza, per le finalità complessive della ricerca sono stati individuati due siti campioni, Muro Lucano e Tito, in provincia di Potenza. Questi siti sono contraddistinti da condizioni urbanistiche, insediative e da una storia sismica differenti.

Da un punto di vista comparativo, è da sottolineare che Muro Lucano presenta una maggiore ricchezza e qualità complessiva delle documentazioni disponibili legate alla rilevanza storica

della località testimoniata, ad esempio, dall'erezione della città a sede vescovile avvenuta nel secolo XI.

Muro Lucano - *Inquadramento storico-urbanistico*. Il centro urbano di Muro Lucano è attualmente ubicato nella Basilicata nord-occidentale (lat = 40.752°N; long =15.468°E) su di un rilievo con quote variabili tra 600 e 660 m s.l.m., a circa nove km dal confine amministrativo occidentale con la regione Campania.

L'origine di Muro sembra strettamente legata alle sorti di Numistro, antico *oppidum* romano, dove nel 210 a.C. fu combattuta la battaglia fra il condottiero cartaginese Annibale ed il console romano Marco Claudio Marcello. Muro sorse nell'area, o più probabilmente, a breve distanza dal luogo sul quale era ubicato l'antico municipio romano, identificabile probabilmente nella località Raia S. Basile-Torrano (Patroni, 1897; Ranaldi, 1976).

In conseguenza della distruzione di Numistro, avvenuta verso la fine del IX secolo d.C., gli abitanti probabilmente si dispersero nel territorio circostante in almeno una decina di nuclei insediativi, fondando casali e contrade la cui toponomastica richiama un'impronta medievale (Martuscelli, 1896; Martone, 2005). La necessità, tuttavia, di trovare un luogo che per le caratteristiche morfologiche fungesse da difesa naturale, spinse le comunità di origine numistrana a riunirsi in un unico nucleo che andrà poi a costituire, nei secoli successivi, quello che sarà l'attuale Muro Lucano. La prima porzione del territorio prescelta per l'insediamento fu quella nord-orientale dell'attuale centro storico, conosciuta oggi con il toponimo *Il Pianello*. (Fig. 1). L'importante crescita demografica che si ebbe dall'inizio del XIV secolo e fino al XVII, unitamente alle condizioni topografico-morfologiche del rione che impedivano nuove edificazioni, costrinse ad una prima espansione verso l'area meridionale. Gli sviluppi urbanistici successivi condussero, alla fine del XVI secolo, ad una probabile "saturazione" degli spazi edificabili, con la conseguente necessità di acquisire aree di espansione in posizione *extra-moenia*.

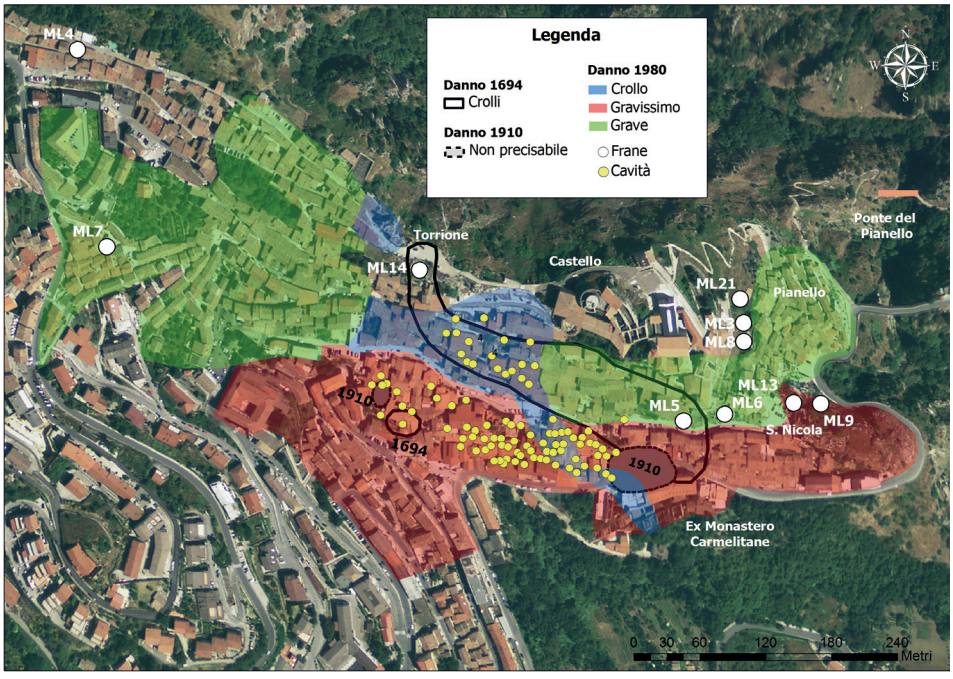


Fig. 1 - Muro Lucano: *pattern* di effetti per i terremoti del 1694, 1910 e 1980 contestualizzati sull'attuale centro urbano. È riportata anche l'ubicazione delle frane (v. anche Tab. 3) e delle cavità (v. anche Fig. 2) (elaborazione preliminare). L'insediamento ad est del "Torrione" identifica, all'incirca, lo sviluppo urbano sino al XVI secolo (città murata). Nei secoli immediatamente successivi l'edificato si espanse *extra moenia* ad occidente del Torrione e nel rione occupato dall'ex monastero delle Carmelitane (SE).

Sismicità storica e pattern di danneggiamento urbani. Il DBMI11 riporta dieci terremoti con Is>V MCS. Gli eventi più rilevanti furono quelli del 1466, 1561, 1694, e 1980 con intensità locali oscillanti tra VIII e X MCS (Tab. 1).

Tab. 1 - Terremoti (Is>5 MCS) censiti per Muro Lucano e Tito (PZ) (da Locati *et al*., 2011).

Is Tito	Is Muro	Terremoto	Area epicentrale	Io	Mw
-	8	1466 01 15	Irpinia	8-9	6.05 ±0.2
8-9	-	1561 07 31	Irpinia		
10-11	9	1561 08 19	Vallo di Diano	10	6.83 ±0.28
9	10	1694 09 08	Irpinia-Basilicata	10	6.79 ±0.10
9	-	1826 02 01	Basilicata	11	7.03±0.08
-	6	1851 08 14	Basilicata	10	6.38 ±0.17
10	6	1857 12 16	Basilicata	11	7.03 ±0.08
5-6	NF	1899 10 02	Polla	5-6	4.57 ±0.35
-	7	1910 06 07	Irpinia-Basilicata	8	5.73 ±0.09
6	7	1930 07 23	Irpinia	10	6.62 ±0.09
7	3	1963 02 13	Tito	7	5.20 ±0.26
7	8	1980 11 23	Irpinia-Basilicata	10	6.89 ±0.09
6	-	1986 07 23	Potentino	6	4.68 ±0.14
6	5-6	1990 05 05	Potentino		5.80 ±0.09
6	5-6	1991 05 26	Potentino	7	5.11 ±0.09

In questa prima fase della ricerca sono stati stilati i *pattern* urbani di danno per i sismi del 1694 e del 1980. Inoltre, nuove ricerche su fonti inedite hanno consentito di delineare gli effetti anche per il sisma del 1910 (Fig. 1).

Il disastroso sisma del XVII secolo coinvolse un tessuto urbano che, come visto in precedenza, era in progressiva espansione nella porzione *extra-moenia*. Il terremoto determinò crolli diffusi con gravi danni all'intero paese. Si registrò il crollo dell'ultimo piano del castello i cui detriti investirono gli edifici sottostanti con innesco di danni per effetti secondari. Crollarono anche la cattedrale, il palazzo vescovile, le quattro chiese parrocchiali, il monastero delle monache - in posizione *extra moenia* - e il Monastero di San Francesco; seri danni si ebbero anche al seminario e probabilmente al convento dei Cappuccini (Vera, e distinta Relatione del Terremoto…, 1694; Vera, e distinta Relatione dello spaventoso…,1694; Pacichelli, 1695).

Il Martuscelli (1896), probabilmente attingendo da informazioni di prima mano, ricorda che*:"…Tutta quella zona che si estende dal torrione al giardinetto e che ora è orto di casa Martuscielli era un aggregato di case che disparve per sempre, non escluso l'antico palazzo… edificato dal canonico D. Antonio Martuscelli …e vi perirono tutti della famiglia, tranne un bambino…, salvato…dalla madre, Giustiniana Coccicone*". Lo stesso autore si sofferma anche sulla constatazione che il terremoto causò crolli senza riguardo la tipologia edilizia, sia in immobili di proprietà di ceti sociali meno abbienti sia in case palazziate, secondo un'apparente regola di effetti di danneggiamento indipendenti dalla vulnerabilità edilizia. A tal proposito, allo scopo di avere indicazioni circa la distribuzione dei ceti sociali sul territorio urbano, ed in particolare nell'area più danneggiata, è stata consultata la "*Sezione Domiciliaria*" del catasto provvisorio (Archivio di Stato di Potenza), ove è riportato l'inventario dei beni immobili censiti nel 1808 in ambito urbano. Tale informazione pur se successiva di circa un secolo al sisma, conferma indirettamente quanto riferito dal Martuscielli (1896), evidenziando che una parte

importante dell'intero *corpus* abitativo di proprietà di benestanti era situato in prossimità o nell'area dove si verificarono crolli.

Ai fini dell'identificazione dell'area del massimo danneggiamento ci si è avvalsi del toponimo *Torrione* citato dal Martuscelli (1896), identificabile nella torre posta appena a ovest del castello e coincidente con l'origine settentrionale della cinta difensiva. L'area orientale degli effetti è stata vincolata, invece, in base all'analisi della più probabile ubicazione dell'abitazione dei Martuscelli e Coccicone (eredi) desunta in base ai dati del catasto provvisorio. Tale complesso informativo è stato comparato ed integrato con l'incisione di F. Cassiano da Silva riportata dal Pacichelli (1703). L'incisione è stata considerata e valutata nei suoi aspetti sinottici e "georiferita" nel contesto urbano attuale rispetto ai vincoli derivanti soprattutto dalla ubicazione invariante dei monumenti considerando, tuttavia, anche i "filtri" che l'artista applicò nel raffigurare le condizioni post-sisma (es.: gli edifici religiosi sono riportati come indenni in contrasto con quanto riportato dalle relazioni coeve). L'insieme delle analisi lascia propendere, allo stato attuale delle ricerche, per un'areale di effetti di massimo danneggiamento circoscrivibile come indicato in Fig. 1.

Con il sisma del 1910 in Muro si verificarono danni (di entità non precisabile) a diverse abitazioni ed all'edilizia monumentale, così come desunto dalla documentazione inedita, ancora in corso di consultazione, pertinente al Fondo Prefettura conservato presso l'Archivio di Stato di Potenza (Fig.1).

In seguito al sisma del 1980 furono registrati gravi danni nell'intero tessuto edilizio. Crolli degli edifici ci furono, in particolare, in una vasta area avente approssimativamente orientazione NW-SE (Gizzi *et al*., 2012), in parziale coincidenza con l'area di massimo danneggiamento del sisma del 1694.

Caratteri insediativi ed ipogei. Dalla conoscenza del sito è emerso il ruolo di stratificazioni storiche ipogee, anche a scopo abitativo. Considerando che questa caratteristica territoriale può avere riflessi importanti per riconoscere aree di potenziale interesse ai fini degli studi di MS, è stata avviata una ricerca documentaria avente finalità di identificare le aree urbane interessate da architetture "in negativo". In base a queste ricerche è stata redatta parte della cartografia tematica riportata nelle Figg. 1 e 2 relativa al quartiere posto a sud del castello. Resta ancora da valutare, tuttavia, la completezza della documentazione reperita rispetto all'intero nucleo urbano. Tale valutazione è in corso anche grazie al supporto del locale Ufficio Tecnico comunale e dello Speleo Club del Marmo-Platano.

Fig. 2- Muro Lucano: sviluppo planimetrico delle cavità le cui ubicazioni sono riportate in Fig. 1.

Dall'analisi emerge che le grotte sono clusterizzate in tre aree principali nelle quali sono state censite un totale di 94 cavità con superficie minima di 3 m^2 e massima di 46 m^2 (Tab. 2). Le aree urbane a minore densità sono quelle ubicate nelle aree indicate come Zona Celso e Zona San Leone, L'area con il maggior numero di ipogei (Zona Piazza di Mezzo) comprende, invece complessivamente 63 unità. Parte delle cavità, dopo il terremoto del 1980, sono state riempite con conglomerato cementizio ciclopico.

Tab. 2 - Ubicazione e dimensioni delle cavità di Muro Lucano (censimento preliminare).

	Zona Piazza di Mezzo (ZM)	Zona Celso (ZC)	Zona San Leone(ZL)	Cavità isolate	Totale
Unità totali (n°)	63	14	7	10	94
Perimetro min (m)	8	7	11	-	-
Perimetro max (m)	34	27	23	-	-
Area min (m2)	4	3	5	-	-
Area max (m2)	46	35	24	-	-
% cavità sul totale	67%	15%	7%	11%	100%

Franosità storica. È stata avviata una ricerca tecnico-storica relativa ad eventi franosi ed altri effetti al suolo, sia di origine co-sismica sia innescati da cause diverse. La consultazione di fonti edite e inedite ha consentito di identificare, per l'intero territorio comunale, 21 fenomeni nell'arco cronologico 1561-2009. Di questi, circa il 50% (10) ricadono in ambito urbano, con tipologia prevalente riconducibile a frane di crollo, verificatesi principalmente nell'area orientale del centro storico (Tab. 3 e Fig. 1).

Tito - *Cenni storici*. L'abitato di Tito (lat. = 40.582°N; long. = 15.675°E) sorge a circa 14 km a SO del capoluogo regionale ed è ubicato su un colle ad una quota di 650 m s.l.m., lambito sul lato occidentale dalla Fiumara omonima e dai suoi affluenti che condizionano l'assetto morfologico dell'area.

L'attuale Tito sorge in una posizione differente dal luogo sul quale sorgeva Tito vecchio, probabilmente ubicato a circa 3 km a NE dall'attuale centro.

Le vicende storiche del paese sembrano intrecciarsi con quelle della vicina *Satrianum* la cui popolazione probabilmente abbandonò il sito nella prima metà del XV secolo, in contiguità temporale con l'epidemia di peste che colpì la regione nei primi decenni del secolo, la distruzione del 1430 dell'insediamento da parte della regina di Napoli Giovanna II ed, infine, il sisma del 1456 (D'Ulizia e Sogliani, 2008). L'abbandono di *Satrianum* è ritenuto aver contribuito all'incremento ed all'espansione dell'attuale Tito (Laurenzana, 1989).

Sismicità storica e pattern di danneggiamento urbani. Il DBMI11 segnala 12 terremoti con Is>V MCS. Gli eventi più significativi furono quelli del 1561, 1694, 1826 e 1857, con intensità locale oscillante tra VIII-IX e X-XI MCS (Tab. 1).

Riguardo la sequenza sismica del 1561, Tito fu colpita sia dall'evento del 31 luglio sia da quello del 19 Agosto. La retrodatazione al 31 Luglio del terremoto in Tito è stata effettuata da Castelli *et al*., (2008) in base ad un'epigrafe citante i danni causati dalla scossa di fine luglio ad una chiesa. Tale epigrafe si riferisce, in particolare, alla Chiesa della Congrega del Carmine crollata in seguito al terremoto del 23 novembre 1980 ed una volta ubicata in prossimità della Chiesa Madre, nell'area centro-occidentale del centro storico.

In conseguenza del terremoto dell'8 settembre 1694 si ebbero tra 70 e 100 morti, oltre ad una generale compromissione più o meno grave del patrimonio edilizio privato. Nuovamente la Chiesa Madre con il campanile ed alcune cappelle subirono danni gravi oppure crollarono. Un'altra chiesa (San Vito), localizzata in posizione extramurale non subì, invece, danni di rilievo considerato che in essa furono celebrati i riti religiosi (Vera, e distinta Relatione del

Tab. 3 - Inventario dei fenomeni franosi ed altri effetti al suolo censiti per il comune di Muro Lucano (elaborazione preliminare). Per l'ubicazione in ambito urbano vedasi la Fig. 1. F=frane; Fr=fratture; Fs=aperture nel terreno (fissures); Sb=aperture nel terreno con fuoriuscita di acqua unitamente a fango e/o sabbia (Sand boils); Mv="vulcanelli" di fango (Mud volcanoes); T=terremoto; P=precipitazioni; ASPZ=fonte reperita presso Archivio Stato di Potenza; ASDPCN=Archivio storico Dipartimento Protezione Civile Nazionale (per esigenze di sintesi si omettono i molteplici riferimenti archivistici delle fonti consultate che, tuttavia, saranno riportati in apposito ulteriore lavoro).

ID	Evento	Data	Descrizione /localizzazione/danni	Causa	Fonte
ML1	Lq/Fr/Sb	19.08.1561	In prossimità del fiume, tra due colline, si verificò l'apertura del suolo, da cui fuoriuscivano pietre e terra. Il fenomeno terminò il 20 settembre, in concomitanza con forti piogge [probabile localizzazione a nord-est del c. abitato]	T	Fortunato *et al.*, 2012
ML2	F	16.12.1857	Vasti smottamenti	T	Mallet, 1862
ML3	F	02.1895	In località Pianello si staccarono massi con danni a due abitazioni	P	ASPZ
ML4	F	09.03.1951	Una frana coinvolse una casa ed i suoi abitanti in Via Conserva. Ci furono 7 morti e un ferito grave. Danni gravi ad edifici civili	P	Progetto AVI http://avi.gndci.cnr.it/
ML5	F	01.195 3	Caduta di massi in c.da Seminario. Interruzioni al transito lungo la s.c. "Basinara".	P	ASDPCN
ML6	F	01.195 3	I movimenti franosi causarono la caduta di massi in c.da Marinella. Interruzioni al transito lungo la s.c. "Basinara".	P	"
ML7	F	23.02.1963	La frana investì e provocò lesioni ad alcuni fabbricati siti lungo la s.c. N. Maddalena. Ci furono 22 sfollati e furono sgomberate alcune abitazioni.	P	ASDPCN Progetto AVI
ML8	F	31.07.1964	Distacco di grossi massi precipitati sulla sottostante via Pianello. Numerosi altri massi minacciavano di staccarsi.	P	ASDPCN
ML9	F	31.07.1964	Distacco di grossi massi precipitati sulla sottostante via San Nicola. Numerosi altri massi minacciavano di staccarsi.	P	"
ML10	F	23.11.1980	Nel Val.ne Ripa-Ponte si verificarono due frane (crolli)	T	Esposito et alii, 1996
ML11	F	23.11.1980	Nel Val.ne Ripa-Castello si verificarono due frane (crolli)	T	"
ML12	F	23.11.1980	Frana in località Cava di Pietra [Santa Lucia]	T	"
ML13	F	23.11.1980	Frana in località "San Nicola" [centro abitato].	T	Claps, 2004
ML14	F	23.11.1980	Frana in località "Torrione" [centro abitato].	T	"
ML15	Fr/F	23.11.1980	Spaccature e frane in località "La Malta" [a sud dell'abitato].	T	"
ML16	Fr/F	23.11.1980	Spaccature e frane in località "Pietra Spaccata" [ovest dell'abitato].	T	"
ML17	Fs/Sb/Mv	23.11.1980	Lat=40.738; Long= 15.491 [sud-est c. abitato]	T	Galli, 2000
ML18	Fs/Sb/Mv	23.11.1980	Lat=40.744; Long= 15.492 [sud-est c. abitato]	T	"
ML19	Fs/Sb/Mv	23.11.1980	Lat=40.767; Long= 15.465 [nord-ovest centro abitato]	T	"
ML20	F	26.12.1993	Danni lievi agli edifici civili nel c.abit. con sgombero di 5 abitazioni.	P	Progetto AVI
ML21	F	01.2009	Distacco di un masso che sovrastava la zona del Pianello con la chiusura della strada com. di accesso	P	Il Quotidiano, 05.01.2009

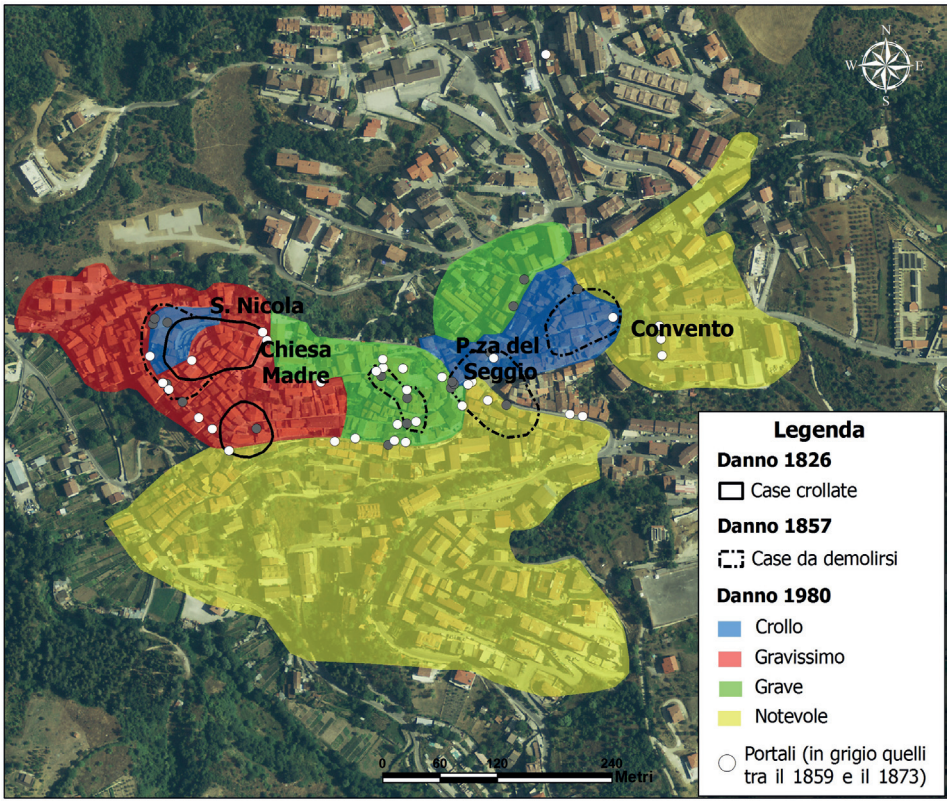


Fig. 3 – Tito: *pattern* di effetti per il sisma del 1826, 1857 e 1980. È indicata anche l'ubicazione, desunta da rilievi diretti in sito, dei portali in pietra di edifici aventi indicazione della data in chiave di volta. Una porzione di questi dati (n° 18, in grigio) ha consentito una verifica indipendente dell'ubicazione degli episodi di danneggiamento relativi al sisma del 1857 effettuata dopo lo studio macrosismico-documentario.

Terremoto accaduto in Napoli…, 1694; Vera, e distinta Relatione dello spaventoso…,1694; Archivio Parrocchiale di San Laviero Martire-Registro dei Battesimi per l'anno 1694. Nota del Parroco Don Nicola Giuzio, 1694).

In occasione del terremoto del 1826 in due quartieri si ebbero crolli estesi (Gizzi e Masini, 2007) (Fig. 3). La Chiesa Madre, di recente restaurata, fu nuovamente danneggiata in modo grave, il campanile crollò e la maggior parte degli altri edifici religiosi furono danneggiati più o meno gravemente, al contrario della Chiesa della Congrega, ubicata nelle vicinanze della Chiesa Madre e del convento, quest'ultimo collocato nella porzione orientale del'abitato, dove si celebrarono con ufficio vicariante rispetto alla Chiesa Madre, le funzioni religiose. La ricostruzione procedette in tempi abbastanza rapidi grazie all'intervento regio che, presumibilmente, consentì anche un miglioramento della qualità edilizia (Lombardi, 1829).

Altro sisma analizzato è stato quello del 1857 per il quale è stata compiuta l'analisi di parte della documentazione riveniente dal Fondo Intendenza, preservato presso l'Archivio di Stato di Potenza (per esigenze di brevità si omettono i riferimenti archivistici). L'ubicazione degli episodi di danneggiamento relativi al sisma del 1857 è stata effettuata attraverso l'identificazione dei nominativi (o eredi) dei proprietari di abitazioni nel succitato catasto provvisorio. Successivamente all'identificazione delle equivalenze di toponimi tra quelli vigenti nel XIX secolo e quelli attuali si è proceduto alla georeferenziazione delle aree di danno su ortofoto attuali. La valutazione ed ubicazione delle informazioni macrosismiche così elaborate è stata validata da un'analisi indipendente delle ricostruzioni degli edifici effettuata con rilievi

diretti dei 53 portali riportanti la data in chiave di volta. Tale informazione è stata sovrapposta al tematismo del danno, riscontrandosi un'elevata corrispondenza tra le aree più danneggiate, come desunte dallo studio macrosismico, e quelle ricostruite (Fig. 3).

Ultimo terremoto preso in esame è stato quello del 23 novembre 1980, che causò danni rilevanti a gran parte del centro storico con crolli e danni gravissimi nella zona occidentale e centro-orientale (Fig. 3) (Gizzi *et al*., 2012).

Franosità storica. Anche per il comune di Tito è stata effettuata una ricerca tecnico-storica circa gli effetti al suolo. Sinora sono stati identificati 26 fenomeni nel periodo dal 1694 al 2008. Di questi almeno tredici hanno coinvolto il centro urbano e più segnatamente la porzione centro-orientale del centro storico (Tab. 4).

Tab. 4 - Inventario dei fenomeni franosi ed altri effetti al suolo censiti per il comune di Tito (elaborazione preliminare). F=frane; Fr=fratture; Vrp=variazioni di portata; Ea=emissione di acqua; T=terremoto; P=precipitazioni; A=antropica ASPZ=fonte reperita presso Archivio Stato di Potenza (per esigenze di sintesi si omettono i molteplici riferimenti archivistici delle fonti consultate che, tuttavia, saranno riportati in apposito ulteriore lavoro).

ID	Tip. Evento	Data	Descrizione evento/localizzazione/danni	Causa	Fonte
T1	Fr/Vrp	08.09.1694	Fenditura nel terreno larga "molte braccia". La sorgente, da cui usciva acqua solfurea, situata in prossimità della fenditura si prosciugò in contiguità temporale con il sisma ed affiorò in altro luogo distante due miglia	T	Vera, e distinta Relatione dello spaventoso, e funesto...
T2	Fr/Ea	01.02.182 6	In località Crocevia, a nord-ovest del paese, si formarono fratture nel terreno con fuoriuscita di acqua	T	Lombardi, 1829
T3	F	01.02.1826	Dal Colle Pescogrande si staccarono massi di grandi dimensioni che precipitarono nel torrente sottostante [*Fiumara di Tito*]	T	"
T4	F	01.02.1826	Dalla parte opposta del colle [*Pescogrande*] ci fu anche uno sprofondamento del terreno	T	"
T5	Fr	16.12.1857	Nelle campagne si aprirono profonde fessure	T	Battista, 1858
T6	F	16.12.1857	In località Rammotta, nei pressi della Torre di Satriano, la terra scoscese	T	"
T7	Vrp	16.12.1857	Le sorgenti sia solfuree sia ferrose ed anche quella di colore bianco [s. *Acqua Bianca*], essiccate prima del terremoto, tornarono a sgorgare dopo l'evento	T	"
T8	F	16.12.1857	Dalla montagna Peschi [*Pieschi*] si staccarono grossi macigni che precipitarono nel torrente sottostante [*Fiumara di Tito*]	T	"
T9	F	23.11.1980	Riattivazione frana T6	T	Esposito *et al*., 1996
T10	F	1905	Si verificò una frana nel versante settentrionale	-	Almagià, 1910
T11	F	02.1907	La frana, con profondità di circa 16 m, minacciava la parte meridionale dell'abitato sottostante alla Strada Provinciale, tra Vico Oddone e Piazza del Seggio. Alcune case furono coinvolte nel fenomeno di dissesto	P	ASPz
T12	F	04.1907	Movimento franoso nel rione meridionale (nei pressi di Largo della Fontana) dell'abitato sottostante la SP 95	P	"
T13	F	04.11.1908	Una frana minacciava il rione Notargallotto, la strada nazionale e le case del rione Annunziata	-	"
T14	Fr	21.08.1909	Un crepaccio si aprì nelle vicinanze del palazzo municipale e delle abitazioni attigue alle poste [probabilmente associata alla frana T13]	-	"

Tab. 4 - continua.

T15	F	1913	Un movimento franoso in località Calvario distrusse un piazzale, minacciando la stessa strada comunale Calvario e diverse abitazioni private	P	"
T16	F	28.01.1914	Piccolo smottamento di terreno della scarpata della via Paschiere congiungente la SN Tito-Atena al piazzale del Monastero	A	"
T17	F	28.01.1940	Frana in via Cafarelli con il crollo di un muro di un condominio	P	"
T18	F	02.1942	La riattivazione del movimento franoso [già attivo almeno dal 1910], interessante la Via V. Emanuele, causò lesioni ed infiltrazioni di acqua oltre a strapiombo di muri in vari fabbricati prospicienti l'arteria stradale.	-	"
T19	F	28.01.1945	Uno smottamento in via Umberto I causò il franamento di un muro, rendendo la strada pericolante	-	"
T20	F	13.11.1950	Frana in via Zarrillo, strada di collegamento tra via Umberto I e B.go S. Donato, con pericolo di crollo delle case a monte	-	"
T21	F	14.03.1971	Frana a valle della SS. 95 minacciante la stessa e la SC sotto il Calvario	-	"
T22	F	1986	Piccoli movimenti franosi nel rione di S. Vito, procurati da lavori di urbanizzazione	A	Progetto AVI http://avi.gndci.cnr.it/
T23	F	24.02.2005	Smottamento di terreno in loc. Martiri, [in prossimità delle Terme, a sud-est del c.a.] che coinvolse la SS 95. Fenomeni precursori si ebbero già dal 18 Febbraio	P	Gazzetta del Mezzogiorno, 26.02.2005
T24	F	15.02.2005	Vasto movimento franoso in contrada Frascheto con lo sgombero di 4 abitazioni	P	"
T25	F	25.11.2008	Movimento del terreno che coinvolse la rampa di accesso ad un immobile sito in Via San Vito con sgombero di sei abitazioni	P	Gazzetta del Mezzogiorno, 27.11.2008
T26	F	-	Uno smottamento di terreno distrusse la Chiesa dell'Annunziata	-	Laurenzana, 1989

Prime deduzioni. Per ciascuno dei due siti esaminati il quadro sinottico degli studi sembra suggerire due aree di maggiore attenzione verso le quali indirizzare indagini di caratterizzazione geologico-geofisica.

In particolare, per il comune di Muro Lucano gli studi sembrano indicare che nell'area posta a sud ed immediatamente ad ovest del castello potrebbero essere attesi effetti più significativi in conseguenza di futuri eventi sismici per probabili condizionamenti di carattere geologico, geotecnico o geomorfologico. Ciò sarebbe confermato sia dalla indifferenziazione del danno rispetto alla qualità edilizia che apparentemente contraddistinse almeno gli effetti del sisma del 1694 sia dalla presenza, approssimativamente nella stessa area, di molteplici cavità che, in contiguità con le vicende costruttive e ricostruttive dell'architettura *sub-divo*, sono state scavate ed ampliate nel tempo senza alcun riguardo alla loro stabilità geotecnica.

Per quanto attiene il centro abitato di Tito, l'analisi d'insieme del quadro macrosismico dei tre principali terremoti degli ultimi due secoli, con particolare riguardo ai sismi del 1826, 1857 e 1980, sembra evidenziare che, almeno nell'area occidentale del nucleo abitato, potrebbero essere attesi, per caratteristiche geologiche locali, effetti più rilevanti che in altri settori urbani. Tale deduzione potrebbe trovare indiretta conferma dalla circostanza che pur se la qualità edilizia e, quindi la vulnerabilità, subì necessariamente modifiche (in parte anche migliorative)

in seguito alle estese ricostruzioni post-1826 e post-1857, quest'ultimo terremoto così come quello del 1980 sembrano aver "ignorato" tale circostanza. Peraltro, la ripetitività di effetti nell'area occidentale è anche evidenziabile dalle conseguenze di altri terremoti storici come quelli del 1561 (31.07) e 1694, e da quello minore del 13 febbraio 1963 (studio in corso). Per questi eventi, pur solo se relativi principalmente all'edilizia monumentale, emergono ancora una volta conseguenze in edifici ubicati nell'area occidentale.

Interessante e quindi meritevole di approfondimenti è anche il quadro che emerge per l'area centro-orientale del nucleo storico di Tito in cui è accertata una convergenza di effetti di danneggiamento sia per il sisma del 1857 sia per quello del 1980. In questa stessa area, infatti, le fonti restituiscono evidenze di movimenti franosi pregressi di differente entità, suggerendo così un ulteriore potenziale elemento di "vulnerabilità" territoriale. Approfondimenti specifici su quest'ultimo aspetto, assieme ad altri, sono tuttora in corso.

Riconoscimenti. L'attività si colloca nell'ambito del Progetto esecutivo "*La Gestione del territorio in prevenzione ed in emergenza: applicazioni della microzonazione sismica*" attivo in base all'Accordo intercorso tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri-Dipartimento della Protezione Civile- e l'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria del CNR e tra quest'ultimo e l'Istituto per i Beni Archeologici e Monumentali del CNR.

Bibliografia

Almagià R.; 1910: *Studi Geografici sulle frane in Italia*. *L'Appennino Centrale e meridionale* (Vol. II). Memorie della Società Geografica Italiana, **14**, Roma.

Battista, R.; 1858: *Il terremoto di Basilicata*. Santanello. Potenza

Castelli V., Galli P., Camassi R., Caracciolo C.; 2008: *The 1561 earthquake(s) in Southern Italy: new insight into a complex seismic sequence*. J. Earthquake Eng. **12 (7)**, 1054–1077, doi:10.1080/13632460801890356.

Claps V.; 2004: *Muro Lucano tra ricordi e storia*, Rionero in Vulture, Calice Editori.

Esposito E., Gargiulo A., Iaccarino G., Porfido S.; 1996: *Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino Meridionale*. *Censimento delle frane del terremoto del 1980*. In: Atti del Convegno internazionale Alba 96 - La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica. **Alba, 5-7 nov.** 1996.

Fortunato C., Martino S., Prestininzi A., Romeo R.W.; 2012: *New release of the Italian catalogue of earthquake-induced ground failures (CEDIT)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, DOI: 10.4408/IJEGE.2012-02.O-05

Galli P.; 2000: *New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction*, Tectonophysics, **324,** 169-187.

Gizzi F.T., Masini.; 2007: *Historical earthquakes and damage patterns in Potenza (Basilicata, Southern Italy)*, Annals of Geophysics, **50(5)**, 675-687.

Gizzi F.T., Potenza M.R., Zotta C.; 2012: *23 November 1980 Irpinia-Basilicata earthquake (Southern Italy): towards a full knowledge of the seismic effects*, Bull. **Earth. Eng., 10**, 1109–1131. Springer, DOI 10.1007/s10518-012-9353-z

Laurenzana N.; 1989: *Tito: Storia, vicende, personaggi, usi e costumi, fede*. Moro Edizioni.

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, DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11

Lombardi A.; 1829: *Cenno sul tremuoto avvenuto in Tito, ed in altri luoghi della Basilicata il dì primo febbraio 1826*. Potenza.

Mallet R.; 1862: *Great Neapolitan Earthquake of 1857*. *The First Principles of Observational Seismology*, 2 voll., London, trad. **It. 2004. Viaggio nelle aree del terremoto del 16 dicembre 1857. L'opera di Robert Mallet nel** contesto scientifico e ambientale attuale del Vallo di Diano e della Val D'agri – a cura di Graziano Ferrari.

Martone M.;2005: *Muro Lucano nella storia: secoli XII-XVIII*. Sacco Editore.

Martuscelli L.;1896: *Numistrone e Muro Lucano*. Tip. Pesole. Napoli

Pacichelli G.B.;1695: *Tremuoto di Napoli, e del Regno à puntino spiegato (Al Signor Abate Francesco Battistini Maestro di Camera dell'Eminentiss. Negrone, Roma),* in D.A.Parrino, - Lettere Familiari, Istoriche, & Erudite, tratte dalle Memorie Recondite dell'Abate D. Gio. Battista Pacichelli in occasione de' suoi Studj, Viaggi, e Ministeri, 2, pp. 353-363. Napoli.

Pacichelli G.B.; 1703: *Il Regno di Napoli in prospettiva* (ristampa anastatica, Sala Bolognese 1979).

Patroni G.; 1897: *Nuove ricerche di antichità nella Lucania e nell'Apulia*. Roma.

Ranaldi F.; 1976: *Raia di S. Basilio (Numistrone) in agro di Muro Lucano*. Lucania democratica archeologia, **2/4**, 27-32.

Sogliani F., D'Ulizia A.; 2008: *Dai documenti di archivio al dato archeologico: Satrianum e la sua forma urbana*, in *Progetti di archeologia in Basilicata. Banzi e Tito*, Suppl. II, *"SIRIS*. Studi e ricerche della Scuola di Specializzazione in Archeologia di Matera", pp. 171-180.

Vera, e distinta Relatione del Terremoto accaduto in Napoli, e parte del suo Regno il giorno 8 di Settembre 1694; 1694. Napoli.

Vera, e distinta Relatione dello spaventoso, e funesto Terremoto accaduto in Napoli, e parte del suo Regno, il giorno 8 Settembre 1694; 1694. Napoli.

CONSIDERAZIONI SULLA SCELTA DELLA MAGNITUDO NELLE ANALISI DI LIQUEFAZIONE CON METODI SEMPLIFICATI

G. Lanzo[1], A. Pagliaroli[2], G. Scasserra[2]
[1] DISG - Sapienza Università di Roma
[2] CNR - IGAG, Roma

Introduzione. Come è noto, il fenomeno della liquefazione è governato dalla generazione e dall'accumulo di eccessi di pressione interstiziale, in occasione di un terremoto, in sabbie sature sciolte. I dati sperimentali mettono in evidenza che l'incremento della pressione interstiziale avviene in risposta alle sollecitazioni cicliche tangenziali a cui un elemento di volume di terreno è sottoposto in condizioni non drenate durante lo scuotimento sismico. Per tale elemento di volume, il valore finale della pressione interstiziale è funzione delle caratteristiche del moto sismico, cioè ampiezza, contenuto in frequenza e numero di cicli, ovvero durata.

All'inizio degli anni '70, quando sono state sviluppate le prime procedure semplificate per la verifica a liquefazione di un sito (Seed e Idriss, 1971), la durata del moto sismico è stata correlata alla magnitudo. Tale approccio all'epoca rappresentava la scelta più razionale in quanto i casi di studio in cui era avvenuta liquefazione non erano generalmente corredati di informazioni sulla durata del moto sismico; inoltre il moto sismico era comunemente caratterizzato da un singolo scenario, ovvero da un'unica coppia magnitudo-distanza. Con questo approccio, quindi, la magnitudo rappresentava in maniera univoca un *proxy* della durata del moto sismico.

Attualmente, a seguito della disposizioni normative in materia antisismica (Ministero delle Infrastrutture e Trasporti, 2008) che hanno assimilato i più recenti studi per la redazione della mappa di pericolosità del territorio nazionale secondo un approccio probabilistico (http://www.mi.ingv.it/pericolosita-sismica), l'uso della magnitudo come *proxy* della durata è certamente più problematico. Infatti, un'analisi probabilistica tiene conto di tutti i possibili contributi che derivano dalle diverse sorgenti sismogenetiche che possono influenzare il moto del suolo ad un dato sito. Il valore dell'accelerazione di picco a_{max} (accelerazione massima in superficie), relativo ad un certo tempo di ritorno T_R, non è quindi associato a nessuna specifica magnitudo, ma riflette i contributi di tutte le possibili magnitudo legate alle diverse sorgenti sismogenetiche considerate nell'analisi di pericolosità. In altre parole, con un approccio probabilistico si perde il *link* diretto esistente tra magnitudo e a_{max}.

Tuttavia, per un'analisi a liquefazione convenzionale con i metodi semplificati, il progettista deve selezionare una singolo valore di magnitudo. L'approccio prevalente nella pratica ingegneristica è quello di scegliere la magnitudo che si ritiene rappresentativa dello scenario sismico considerato. Allo stato attuale, comunque, non esistono criteri condivisi per la scelta di tale valore e generalmente si opta per quello più cautelativo.

Nel seguito, dopo aver brevemente richiamato i principali aspetti della verifica a liquefazione con metodi semplificati, si descrivono alcuni metodi utilizzati in letteratura, per quanto estremamente limitata sull'argomento (p. es. Finn e Wightman, 2007, Lanzo *et al*., 2014), per

la definizione della magnitudo nelle analisi suddette. Infine si illustra un esempio applicativo relativo ad un sito ideale potenzialmente liquefacibile ubicato in Italia Centrale.

Verifica a liquefazione con metodi semplificati. Le procedure per la verifica a liquefazione di un sito con i metodi semplificati si basano sul lavoro originariamente proposto da Seed e Idriss (1971) e successivamente soggetto a varie modifiche e integrazioni fino alla formulazione riportata nelle Linee Guida del *National Center of Earthquake Engineering Research* (NCEER) (Youd *et al*., 2001) e nella più recente monografia dell'*Earthquake Engineering Research Institute* (Idriss e Boulanger, 2008). Con le procedure semplificate, la sicurezza nei confronti della liquefazione è valutata mettendo a confronto due variabili rappresentate dal rapporto di tensione ciclica, CSR, e dal rapporto di resistenza ciclica, CRR, ed è descritta dal coefficiente di sicurezza FS_L:

$$FS_L = \frac{CRR}{CSR}$$

In accordo con l'EC8 (CEN, 2004), si ha liquefazione se risulta $FS_L < 1.25$.

Va considerato che i metodi di analisi disponibili in letteratura sono stati sviluppati con riferimento ad eventi sismici caratterizzati da una magnitudo momento ($M=M_w$) pari a 7.5. Il coefficiente di sicurezza alla liquefazione si può scrivere allora:

$$FS_L = \frac{CRR_{M=7.5}}{CSR_{M=7.5}}$$

Nelle applicazioni in cui il valore di M è differente da 7.5 è necessario riportare il valore di CSR a quello di riferimento utilizzando la seguente espressione:

$$CSR_{M=7.5} = \frac{CSR_M}{MSF}$$

ove CSR_M è il valore del rapporto di tensione ciclica calcolato per un terremoto di data magnitudo M mentre MSF è un fattore di scala per la magnitudo, originariamente introdotto da Seed e Idriss (1982) e la cui espressione è stata successivamente aggiornata da Idriss e Boulanger (2004):

$$\mathrm{MSF} = \min\begin{cases} 6.9\exp\left(-\frac{\mathrm{M}}{4}\right) - 0.058 \\ 1.8 \end{cases}$$

La determinazione dei parametri CSR_M e CRR_M è effettuata in modo diverso a seconda della metodologia di analisi utilizzata (metodi di analisi semplificata e metodi di analisi dinamica semplificata).

Nei metodi di analisi semplificata il rapporto di tensione ciclica CSR_M è definito dalla seguente relazione:

$$CSR_M = \frac{\tau_{media}}{\sigma'_{vo}} = 0.65\frac{\tau_{\max}}{\sigma'_{vo}} = 0.65\frac{\sigma_{vo}}{\sigma'_{vo}}\frac{a_{\max,s}}{g}r_d$$

ove:

- τ_{media} è il valore medio della sollecitazione indotta dall'azione sismica (pari a 0.65 per la sollecitazione massima τ_{max});
- $a_{max,s}$ è l'accelerazione massima attesa al piano campagna per l'evento sismico assunto come riferimento per la verifica a liquefazione;
- g è l'accelerazione di gravità;
- σ_{v0} e σ'_{v0} rappresentano, rispettivamente, la tensione verticale totale e la tensione verticale efficace alla profondità considerata;
- r_d è un coefficiente riduttivo dell'azione sismica che dipende dalla profondità e che porta in conto la deformabilità del sottosuolo ed i suoi effetti sul profilo della massima

accelerazione sismica orizzontale attesa.

Nei metodi di analisi dinamica semplificata il valore della tensione tangenziale media indotta dal sisma può essere determinato mediante specifiche analisi di risposta sismica locale, condotte in tensioni totali oppure in tensioni efficaci. Alle diverse profondità in cui sono presenti materiali potenzialmente liquefacibili e in corrispondenza dei quali devono essere effettuate le verifiche, l'azione sismica che innesca il fenomeno può essere determinata a partire dalla storia temporale delle tensioni tangenziali $\tau(t)$. Il rapporto di tensione ciclica CSR_M può quindi essere valutato direttamente mediante la seguente relazione:

$$CSR_M = \frac{\tau_{media}}{\sigma'_{vo}} = 0.65\frac{\tau_{max}}{\sigma'_{vo}}$$

dove τ_{max} è il valore massimo delle tensione tangenziali $\tau(t)$.

Il rapporto di resistenza ciclica CRR è definito dalla relazione:

$$CRR = \frac{\tau_f}{\sigma'_{vo}}$$

ove τ_f è la resistenza ciclica. In accordo con Idriss e Boulanger (2008), il termine CRR è generalmente stimato mediante abachi, a partire dai risultati di prove in sito di tipo SPT, CPT o da misure di velocità di propagazione delle onde di taglio. Negli abachi, tipicamente, è riportato in ordinata il carico sismico ed in ascissa la resistenza del terreno normalizzata, stimata attraverso una delle prove in sito richiamate in precedenza. Una curva separa i punti rappresentativi di *case-histories* per le quali si è osservato il fenomeno della liquefazione (giacenti sopra la curva limite) da quelli per i quali la liquefazione non è avvenuta (giacenti sotto la curva limite). Come già menzionato, tali abachi sono relativi a terremoti di magnitudo M_w=7.5. La curva limite rappresenta quindi il luogo dei valori corrispondenti alla resistenza ciclica $CRR_{M=7.5}$.

Metodi per la selezione della magnitudo di riferimento. Come già messo in evidenza nell'introduzione, l'accelerazione di picco a_{max} da approccio probabilistico (e quindi relativa ad un certo T_R) è il risultato non di un singolo valore di magnitudo ma del contributo delle differenti magnitudo che concorrono alla pericolosità di un sito. In queste condizioni, per la definizione dell'azione sismica con i metodi semplificati, quale valore di magnitudo e quindi quale MSF deve essere utilizzato?

Nella pratica ingegneristica è comunemente utilizzato un singolo valore di magnitudo, anche se la scelta non è univoca. In alcuni casi, è stata utilizzata la massima magnitudo attesa all'interno della zona sismogenetica in cui ricade il sito in esame (p. es. Facciorusso e Vannucchi, 2009) con riferimento alla zonazione ZS9 (Gruppo di Lavoro MPS, 2004) o la massima magnitudo potenziale desunta dall'individuazione dei terremoti storici e/o dalle dimensioni della faglia (p. es. Lanzo *et al*., 2014); in altri è stata utilizzata la magnitudo media oppure la magnitudo modale (cioè quella che produce il maggior contributo alla accelerazione di picco per il tempo di ritorno di interesse), o ancora la maggiore di quelle summenzionate in modo da effettuare una scelta conservativa.

Altri autori (Finn e Wightman, 2007; Finn, 2008) suggeriscono due metodi più sofisticati, il primo basato sulla disaggregazione della magnitudo e l'altro sull'analisi di pericolosità con magnitudo pesate. Tali metodi, per quanto più laboriosi, consentono di gestire in modo più razionale l'accelerazione di picco derivante da uno studio probabilistico e la sua relazione con le magnitudo delle diverse sorgenti sismogenetiche che concorrono alla pericolosità.

Metodo della disaggregazione della magnitudo. La disaggregazione consente di definire il contributo alla pericolosità di un sito di diverse sorgenti sismogenetiche a distanza D capaci di generare terremoti di magnitudo M. Espresso in altri termini il processo di disaggregazione in M-D fornisce il terremoto che domina lo scenario di pericolosità (terremoto di scenario) inteso come l'evento di magnitudo M a distanza D dal sito oggetto di studio che contribuisce maggiormente alla pericolosità sismica del sito stesso.

Nel sito INGV (http://esse1-gis.mi.ingv.it/) sono disponibili i risultati dello studio di disaggregazione effettuato a partire dall'analisi di pericolosità del territorio italiano per diversi tempi di ritorno.

La Fig. 1 riporta un grafico di disaggregazione della PGA (T_R=975 anni) relativa ad un sito in Italia Centrale. In particolare in Fig. 1a sono riportate le coppie magnitudo-distanza che definiscono i contributi percentuali alla pericolosità delle diverse sorgenti; integrando i risultati della analisi di disaggregazione su tutte le distanze si ottiene l'istogramma di Fig. 1b che rappresenta i contributi percentuali delle varie di classi di magnitudo definite con passo uguale a 0.5.

Per l'applicazione del metodo di Finn e Wightman (2007), con riferimento all'intervallo di magnitudo i-esimo, si considera il valore centrale M_i (indicato con una linea verticale rossa tratteggiata in Fig. 1b) e si calcola il coefficiente di sicurezza a liquefazione $FS_{L,i,}$ con le relazioni riportate in precedenza. Tale coefficiente di sicurezza è poi pesato rispetto al contributo percentuale alla pericolosità w_i del campo di magnitudo considerato. Il coefficiente di sicurezza alla liquefazione medio FS_L si ottiene come somma dei coefficienti di sicurezza parziali, ognuno pesato rispetto ai diversi contributi w_i, secondo l'espressione seguente:

$$FS_L = \sum_{i=1}^{n} w_i \, FS_{L,i} = \sum_{i=1}^{n} w_i \frac{CRR_{M=7.5}}{CSR_{Mi} / MSF}$$

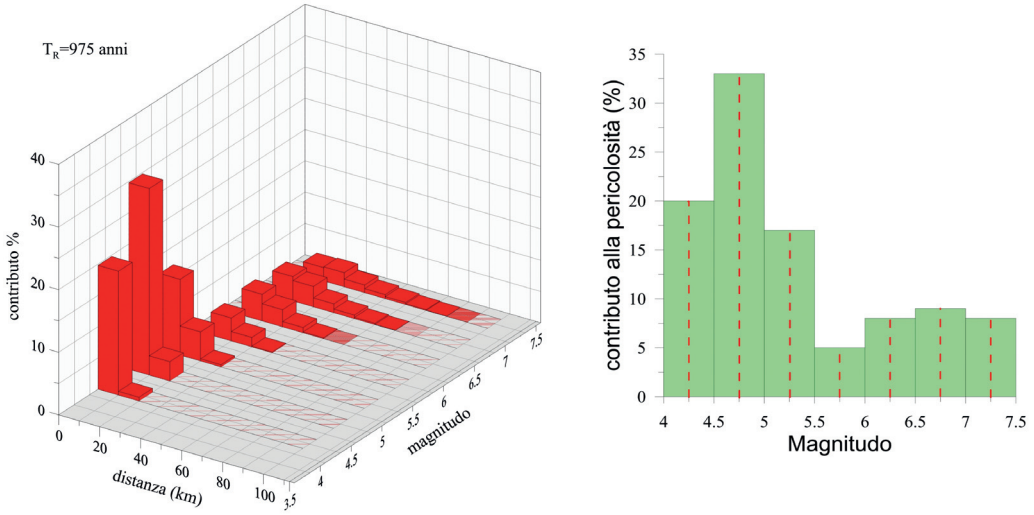


Fig. 1 – Grafici di disaggregazione della PGA relativa a TR=975 anni per un sito in Italia centrale (42.4825°, 12.7444°).

L'applicazione di questo metodo presuppone la disponibilità dei dati di disaggregazione dell'accelerazione di picco relativi al tempo di ritorno prefissato. Il suo impiego elimina la controversia su quale sia la magnitudo da usare tra le diverse disponibili (massima, media, modale, ecc.). La procedura diventa però più laboriosa nel caso in cui debbano essere considerati più scenari sismici con differenti tempi di ritorno e presuppone inoltre la disponibilità di dati di disaggregazione per diversi tempi di ritorno.

Metodo dell'analisi di pericolosità con magnitudo pesate. In una valutazione probabilistica della pericolosità *standard* ugual peso è generalmente assegnato a tutte le magnitudo. Idriss (1985), invece, dimostra che per un'analisi di liquefazione sarebbe più opportuno pesare i valori di magnitudo in relazione al loro relativo contributo al potenziale di liquefazione. Ciò in ragione

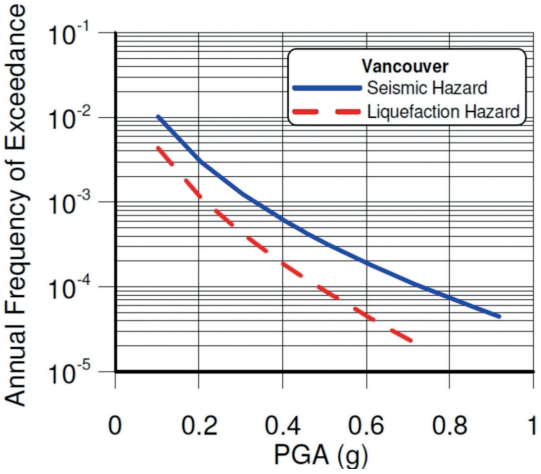


Fig. 2 – Curva di pericolosità standard e curva di pericolosità alla liquefazione pesata per M=7.5 per la città di Vancouver (da Finn e Wightman, 2007).

della stretta correlazione tra magnitudo e durata e della marcata dipendenza del potenziale di liquefazione da quest'ultima. In particolare Idriss (1985) evidenzia che per lo stesso livello di accelerazione di picco il tempo di ritorno, ottenuto con il metodo delle magnitudo pesate, può essere marcatamente più lungo (ovvero, a parità di tempo di ritorno, l'accelerazione di picco può essere minore). Questa circostanza è illustrata nella Fig. 2 che riporta il confronto tra la curva di pericolosità *standard* e quella ottenuta con il metodo delle magnitudo pesate (curva di pericolosità alla liquefazione) effettuato da Finn e Wightman (2007) con riferimento alla città di Vancouver. Gli autori tengono conto dei diversi pesi delle magnitudo attraverso l'applicazione dei fattori di scala MSF usati per le verifiche di liquefazione con il metodo di Seed e Idriss (1982), per cui la curva di pericolosità risultante è riferita ad una magnitudo pari a 7.5. Il vantaggio del metodo delle magnitudo pesate è che risulta possibile effettuare la verifica con il metodo di Seed e Idriss (1982) sulla base di un valore di a_{max} corrispondente a M=7.5 determinato univocamente dalla curva di pericolosità alla liquefazione.

In Tab. 1 è riportato uno schema sintetico dei diversi metodi che possono essere utilizzati per orientare la scelta di un valore di magnitudo rappresentativo per le analisi di liquefazione con i metodi semplificati.

Tab. 1 - Approcci disponibili per la scelta della magnitudo di riferimento nelle analisi di liquefazione.

Metodo	Approccio deterministico (singolo scenario sismico)	Disaggregazione della magnitudo	Analisi di pericolosità con magnitudo pesate
Vantaggi	- consente l'analisi di un unico scenario sismico; - non sono richiesti dati di pericolosità	- si considerano tutti i valori di magnitudo associati alle sorgenti sismogenetiche, pesate per il loro contributo relativo alla pericolosità ; - elimina la controversia su quale valore adottare per la magnitudo di riferimento	- fornisce una curva di pericolosità alla liquefazione - fornisce una relazione univoca tra magnitudo e accelerazione di immediata utilizzazione nel metodo di Seed e Idriss (1982)
Svantaggi	- si considera soltanto uno dei possibili scenari sismici; - non sono fornite indicazioni sulla probabilità di occorrenza dello scenario sismico selezionato; - difficoltà di scelta del valore di magnitudo di riferimento.	- approccio *time-consuming* in quanto il calcolo va ripetuto per ogni tempo di ritorno; - richiede studi di disaggregazione con riferimento ai valori dei tempi di ritorno di interesse	- approccio *time-consuming*; - richiede uno studio di pericolosità *ad hoc*

L'applicazione dei suddetti metodi ai siti di Toronto e Vancouver (Finn e Wightman, 2007) fornisce risultati che sono in ottima corrispondenza per quanto riguarda i metodi più sofisticati, con differenze massime nei fattori di sicurezza di circa il 2% nel caso di Vancouver e del 7% nel caso di Toronto. Tali valori si sono inoltre rivelati in generale meno conservativi di quelli

ottenuti utilizzando l'approccio deterministico, specialmente con riferimento alla magnitudo massima.

Esempio applicativo. Si è fatto riferimento ad un deposito ideale ubicato in Italia centrale, al confine tra Umbria e Lazio (42.4825°, 12.7444°). Il sottosuolo è costituito da 12 m di sabbia pulita, moderatamente addensata e caratterizzata $(N_1)_{60}$ < 10-30 (Fig. 3a). La superficie libera della falda idrica è stata posta ad 1m di profondità dal piano campagna.

È stata eseguita la verifica a liquefazione con il metodo semplificato in condizioni di campo libero (*free-field*), per uno stato limite SLV caratterizzato da un tempo di ritorno di 975 anni (a_{max}=0.34 g). Di seguito sono confrontati i risultati ottenuti mediante due approcci, quello deterministico, assumendo come magnitudo di riferimento il valore massimo, e quello basato sulla disaggregazione della pericolosità sismica e sulla successiva somma dei contributi delle magnitudo individuali al coefficiente di sicurezza a liquefazione.

Per quanto riguarda l'approccio deterministico, sulla base dei dati della sismicità storica dell'area di studio, è stato preso in considerazione l'evento sismico di maggiore intensità nella storia sismica dell'area caratterizzato da M_{max}=6.5.

Con riferimento al secondo approccio, è stato considerato lo studio di disaggregazione della PGA relativamente ad una probabilità di occorrenza del 5% in 50 anni, corrispondente ad un tempo di ritorno di 975 anni. In Fig. 1 è diagrammato il contributo percentuale dei vari campi di magnitudo alla pericolosità sismica del sito.

Il rapporto di resistenza ciclica CRR è stato determinato sulla base dei risultati delle prove penetrometriche SPT. I risultati delle verifiche di liquefazione, per il caso M_{max}=6.5, sono illustrati in Fig. 3 in termini di profili di: a) resistenza penetrometrica normalizzata $(N_1)_{60}$ e del valore equivalente per sabbie pulite $(N_1)_{60CS}$; b) rapporto di resistenza ciclica $CRR_{M=7.5}$; c) rapporto di tensione ciclica $CSR_{M=7.5}$; d) coefficiente di sicurezza alla liquefazione FS_L. Si può osservare che FS_L è generalmente inferiore ad 1.25, tranne che alle maggiori profondità (10-12 m).

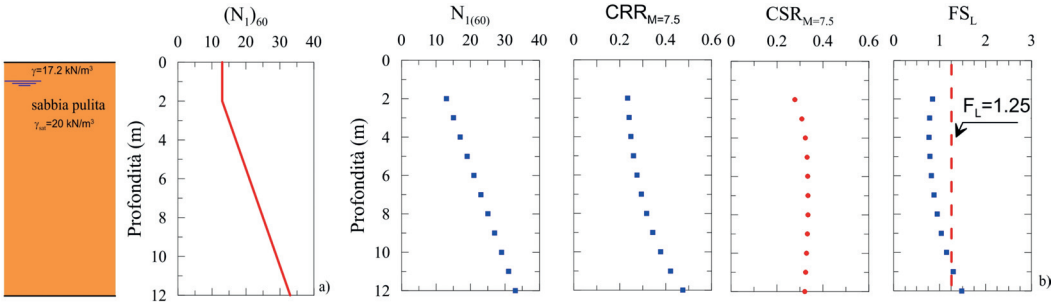


Fig. 3 – Deposito di sabbia pulita e variazione della resistenza penetrometrica normalizzata con la profondità (a); verifica alla liquefazione con M_{max}=6.5 e a_{max}=0.34g (b)

Nell'approccio della disaggregazione della magnitudo sono stati considerati 7 campi di magnitudo e FS_L è stato ottenuto sommando i contributi relativi a ciascun campo (vedi Fig. 1). Questa procedura è stata applicata alle due profondità di 3.00 e 6.00 m e i risultati del calcolo sono rispettivamente riportati nelle Tabb. 2 e 3. Alla profondità di 3.00 m si ottiene FS_L=1.25 mentre a 6.0 m risulta FS_L=1.38. Si osservi che alle stesse profondità di 3.00 m e 6.00 m l'approccio seguito in precedenza, utilizzando la magnitudo massima, fornisce rispettivamente FS_L=0.96 e FS_L=1.03. Ne consegue che l'esito della verifica è diverso nei due approcci. Si noti che i coefficienti di sicurezza ottenuti utilizzando la magnitudo massima sono di circa il 25% minori di quelli ricavati con il metodo della disaggregazione della magnitudo.

L'esempio illustrato evidenzia quindi che l'uso della massima magnitudo potenziale nelle verifiche a liquefazione risulta generalmente più cautelativo e, essendo di più semplice e rapida applicazione, è raccomandabile per analisi di sensibilità del potenziale di liquefazione di un

sito. Il metodo della disaggregazione della magnitudo sembra invece più completo e razionale in quanto associato ad una più accurata rappresentazione dei contributi della magnitudo al potenziale di liquefazione, anche nell'ottica di una progettazione prestazionale.

Tab. 2 - Coefficiente di sicurezza alla liquefazione (z=3.00 m) con il metodo della disaggregazione della magnitudo.

Campo di magnitudo	Magnitudo centrale	Contributo alla magnitudo	Fattore di sicurezza alla liquefazione	Contributo del fattore di sicurezza alla liquefazione
4.0-4.5	4.25	0.20412	1.38	0.28
4.5-5.0	4.75	0.3289	1.37	0.45
5.0-5.5	5.25	0.17107	1.36	0.23
5.5-6.0	5.75	0.0532	1.18	0.06
6.0-6.5	6.25	0.08019	1.03	0.08
6.5-7.0	6.75	0.09431	0.9	0.08
7.0-7.5	7.25	0.06823	0.79	0.05
				F_{SL}=1.25

Tab. 3 - Coefficiente di sicurezza alla liquefazione (z=6.00 m) con il metodo della disaggregazione della magnitudo.

Campo di magnitudo	Magnitudo centrale	Contributo alla magnitudo	Fattore di sicurezza alla liquefazione	Contributo del fattore di sicurezza alla liquefazione
4.0-4.5	4.25	0.20412	1.56	0.32
4.5-5.0	4.75	0.3289	1.53	0.50
5.0-5.5	5.25	0.17107	1.5	0.26
5.5-6.0	5.75	0.0532	1.29	0.07
6.0-6.5	6.25	0.08019	1.11	0.09
6.5-7.0	6.75	0.09431	0.96	0.09
7.0-7.5	7.25	0.06823	0.82	0.06
				F_{SL}=1.38

Bibliografia

CEN; 2004: *Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance - Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects*. EN 1998-5, November 2004.

Facciorusso J, Vannucchi G.; 2009: *Esempio di valutazione del potenziale di liquefazione su scala regionale secondo l'approccio deterministico e probabilistico*. Rivista Italiana di Geotecnica, 2, pp. 34-56.

Finn W.D.L., Wightman A.; 2007: *Logical evaluation of liquefaction potential using NBCC 2005 probabilistic ground accelerations*. Ninth Canadian Conference on Earthquake Engineering, Ottawa, Ontario, Canada, 26-29 June 2007.

Finn W.D.L.; 2008: *The impact of low probability ground motions on Canadian geotechnical engineering practice*. 6th Int. Conf. on Case Histories in Geotechnical Engineering, Arlington, VA, August 11-16, 2008.

Gruppo di Lavoro MPS; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65pp. + 5 appendici

Idriss I.M.; 1985: *Evaluating seismic risk in engineering practice*. Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, 12-16 August, 1985. Published by A.A. Balkema, Boston., Vol. 1, pp. 255-320.

Idriss I. M., Boulanger R. W.; 2008: *Soil Liquefaction during earthquakes*. MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, 469 pp.

Lanzo G., Pagliaroli A., Scasserra G., Iasiello P., Capozucca F.; 2014: *Studi di geotecnica sismica relativi alla progettazione della SS 79 direttrice Terni-Rieti*. Atti XXV Convegno Nazionale di Geotecnica, Milano-Stresa, 4-6 giugno 2014, volume 2, pagg. 193-202, Edizioni AGI, Roma.

Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti; 2008: *Le Norme Tecniche per le Costruzioni*. D.M. 14 gennaio 2008. GU 29 (Suppl. Ord. 30).

Seed, H. B., Idriss, I. M.; 1971: *Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential*. J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, 97(9), 1249–1273.

Seed H.B., Idriss I.M.; 1982: *Ground motion and soil liquefaction during earthquakes*. EERI Monograph, 134 pp.

Youd, T. L., Idriss, I. M., Andrus, R. D., Arango, I., Castro, G., Christian, J. T., Dobry, R., Finn, W. D., Harder, Jr., L. F., Hynes, M. E., Ishihara, K., Koester, J. P., Liao, 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, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, Vol. 127, No. 4, pp. 297-313.

DETAILED GEOPHYSICAL AND GEOLOGIC STUDY IN THE LAMPEDUSA ISLAND: SIMIT PROJECT

G. Lombardo[1], F. Panzera[1], V.V. Salamanca[1], S. Sicali[1], N. Baldassini[1], G. Barreca[1], A. Di Stefano[1], C. Monaco[1], S. D'Amico[2]

[1] Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Catania, Italy

[2] Physics Department, University of Malta, Msida, Malta

Introduction. Recently, a joint Italo-Maltese research project (Costituzione di un Sistema Integrato di Protezione Civile Transfrontaliero Italo-Maltese, SIMIT) was financially supported by the European community with the aim to improve the geological and geophysical information in the area between the south-eastern Sicilian coast and the islands of Lampedusa and Malta with a final purpose to mitigate natural hazards.

Although this region lies on a seismically active domain of central Mediterranean, the Sicily Channel Rift Zone, knowledge about seismotectonic and local seismic response are at present poorly studied.

In order to improve these, we investigated the island of Lampedusa (Pelagian archipelago) by means a multidisciplinary approach concerning structural, morphologic and lithologic analyses. Results of geological-structural surveys were used to understand local seismic response of the distinct outcropping rocks and its influence on the existing buildings.

Ambient noise recordings were used as seismic input, processing the data collected through spectral ratio techniques. Polarization of the horizontal component of motion was also investigated in order to set into evidence possible directional effects. Current findings contribute to fill up the information gap on the seismic features of this territory.

Geology and tectonics of the study area. Lampedusa is an E-W elongated island located in the central Mediterranean sea, about 200 km south of the Sicilian coastline and 150 km east of Tunisia. The island consists of a 11 km long carbonate shelf that reaches the maximum topographic elevation of 133 m a.s.l. From the structural point of view, Lampedusa belongs to the Pelagian block, a foreland domain at the northern edge of the African plate, formed by a 6–7 km thick Meso-Cenozoic shallow to deep-water carbonate successions (Civile *et al*. 2008, 2013). The island is placed inside the Sicily Channel,at the southern shoulder of a Plio-Quaternary foreland rift zone that exhibits deep, NW-SE trending, fault-controlled structural depressions (e.g. the grabens of Pantelleria, Linosa and Malta).

As revealed by available seismic database (INGV 1981-2013), the rift zone is characterized by a moderate seismicity, mostly located in the Linosa graben, with shallow events ($h < 25$ km) and magnitude usually from 2 to 4 (Civile *et al*., 2008).

In this scenario, Lampedusa represents a small horst structures formed by Neogene –Quaternary carbonate sequences (Grasso and Pedley, 1985) characterized by the following lithologic unit: carbonate lithoclast breccias of late Pleistocene-Holocene age; Aeolian dunes formed of bioclastic grainstones of late Pleistocene; wave-cut platform and sand raised beaches (late Pleistocene, Tyrrhenian); bioclastic grainstones (early Pleistocene); limestones of the Lampedusa Formation that is constituted by the Vallone della Forbice, Capo Grecale and Cala Pisana members of Tortonian–Early Messinian age (see Fig. 1a). Following Grasso and Pedley (1985), major tectonic lineaments of were found in the eastern part of the island.

Structural measurements performed along the cliff revealed that the area is deformed by a NW-SE oriented wrench zone [Cala Creta fault, see Grasso and Pedley (1985)] composed of sub-vertical fault segments accompanied by damaged zone consisting of fractures with pervasive pattern. Faults consist mostly of NW-SE oriented and SW-dipping reverse structures with slickensides on planes indicating a left-lateral component of motion.

Another tectonic lineaments (Aria Rossa fault), occur in the central part of the island. It consist of a NW-SE oriented fault with no evident fault plane but a series of second order fractures and a topographic irregularity with a quite sharp change in the outcropping lithology.

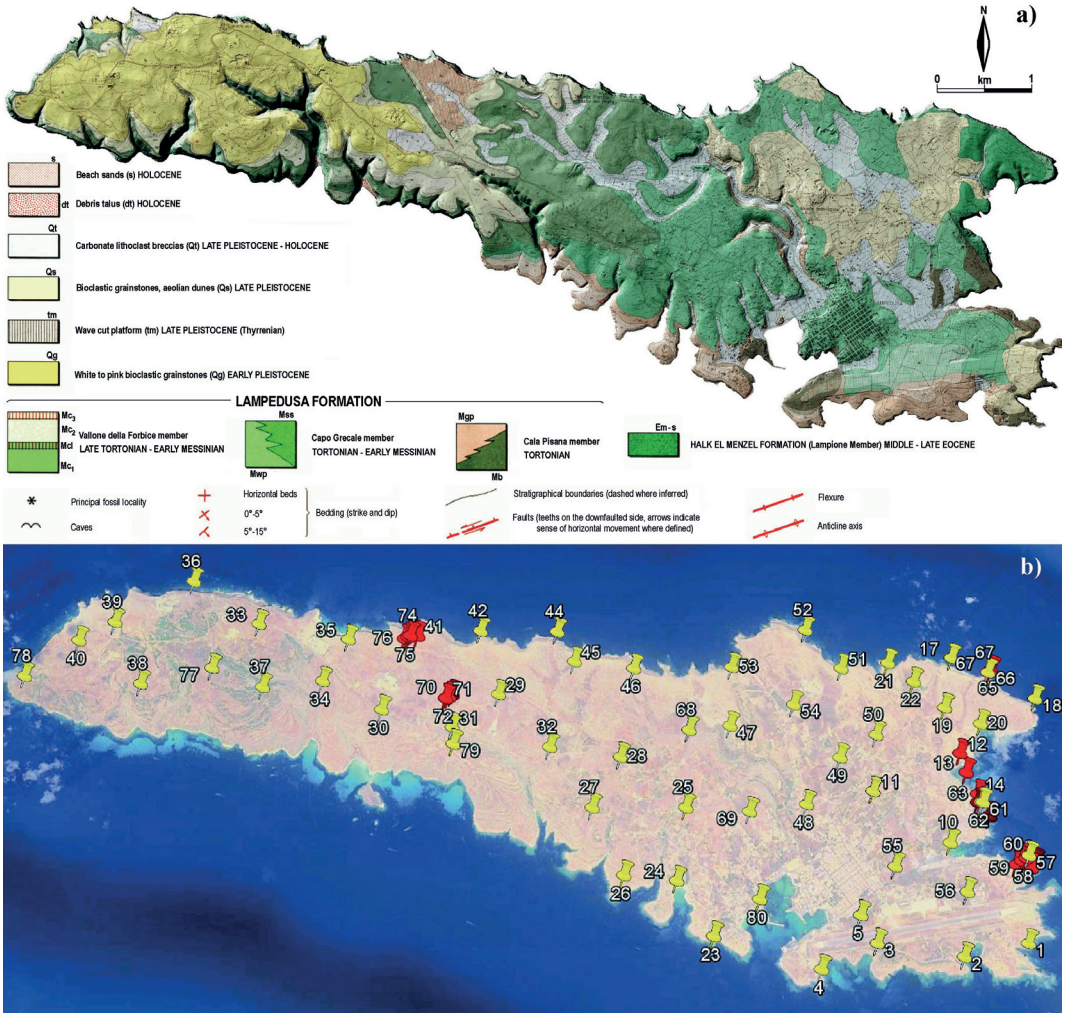


Fig. 1 – a) geologic map of the Lampedusa island (modified from Grasso and Pedley 1985); b) location of ambient noise recording sites.

Methodology. Founded on the outcomes of the geologic survey, eighty measurement sites (yellow pins in Fig. 1b) were almost homogeneously spaced along a grid having size of about 600 m, taking into account the outcropping lithology. Moreover, six transects with four measurement sites each (red pins in Fig. 1b), where achieved along the fault lines and morphologic scarp, mostly located in the eastern part of the island. Ambient noise was also recorded in five buildings, selected as a sample survey of both reinforced concrete and masonry edifices, in order to evaluate their fundamental period. Data recording was carried out using Tromino, a 3-component velocimeter particularly suitable for field measurements. Time series of 20 minutes length were recorded using a sampling rate of 128 Hz and processed through the Horizontal to Vertical Noise spectral Ratio technique (HVNR). Time windows of 20 s were considered and the most stationary part of the signal was selected excluding transients associated to very close sources. In this way the Fourier spectra were calculated in the frequency range 0.1-30.0 Hz and smoothed using a proportional 20% triangular window. Following the criteria suggested by the European project Site EffectS assessment using AMbient Excitations (SESAME, 2004), only the spectral ratio peaks having amplitude greater than two units, in the frequency range 0.5-15 Hz, were considered significant.

Experimental spectral ratios, obtained in the measurement sites located along the transects, were also calculated after rotating the horizontal components of motion (Spudich *et al*., 1996) by steps of 10 degrees starting from 0° (north) to 180° (south) in order to investigate about the possible presence of directional effects. However, in presence of lateral and vertical heterogeneities or velocity inversion, the HVNR can be "non-informative" due to the occurrence of amplification on the vertical component of motion (Di Giacomo *et al*., 2005). Thus in this study we also applied the time-frequency (TF) polarization analysis proposed by Vidale (1986) and exploited by Burjánek *et al*. (2012). This technique can provide quite robust results, overcoming the bias that could be introduced by the denominator spectrum in the HVNR calculation. Following Burjánek *et al*. (2010, 2012), the continuous wavelet transform [CWT, see Kulesh *et al*., (2007)] is applied to signals in order to select time windows whose length matches the dominant period: signals are thus decomposed in the time-frequency domain and the polarization analysis is applied. For each time-frequency pair, polarization is characterized by an ellipsoid and is defined by two angles: the strike (azimuth of the major axis projected to the horizontal plane from North) and the dip (angle of the major axis from the vertical axis). Another important parameter is the ellipticity that is defined, according to Vidale (1986), as the ratio between the length of the minor and major axes: this parameter approaches 0 when ground motion is linearly polarized. As stressed by Burjánek *et al*. (2010, 2012), the chosen wavelet in the CWT analysis affects all the polarization parameters as well as the analysis resolution. Polarization strike and dip obtained all over the time series analyzed are cumulated and represented using polar plots where the contour scale represents the relative frequency of occurrence of each value, and the distance to the center represents the signal frequency in Hz. In order to assess whether ground motion is linearly polarized, the ellipticity is also plotted versus frequency. A direct estimate of the polarization angle was therefore obtained through the time-frequency polarization (TFP) analysis (Burjánek *et al*., 2012).

The dynamic properties of a building are usually described through its natural frequency and the damping ratio. 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 is of primary importance to characterize the initial seismic behaviour of a structure (Mucciarelli and Gallipoli, 2007).

The engineering practice usually derives the dynamic behaviour of buildings through numerical or experimental methods (Gallipoli *et al*., 2009a, 2009b; Oliveira and Navarro, 2009). 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 (T) as a function of the buildings geometry, usually either the height (H) or the

number of floors (N) (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. 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 5 buildings distinguished according to their construction typology 2 masonry (MA) and 3 reinforced concrete (RC) buildings. As fundamental period for each building we considered the peak with the higher amplitude in both HVNR and SSNR. 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 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.

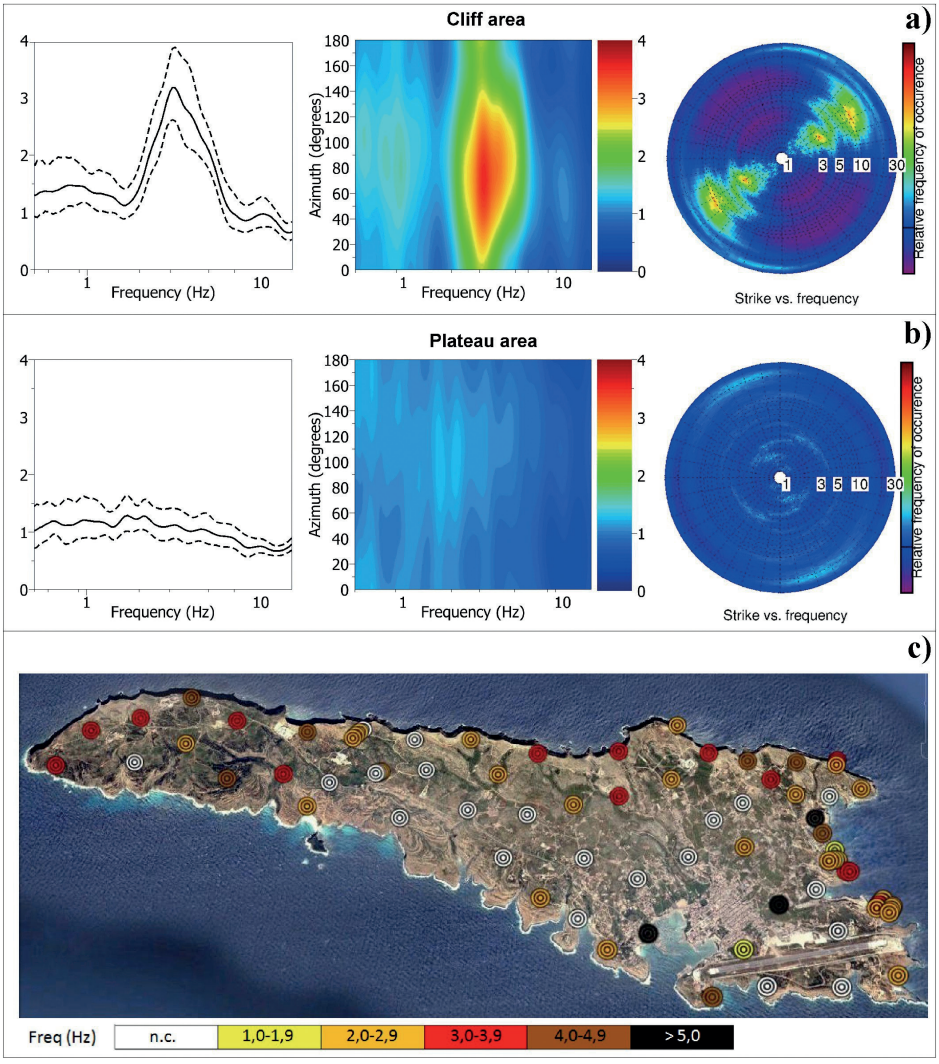


Fig. 2 – a-b) examples of HVNR, directional resonance diagrams and polarization plots observed in the plateau (a) and cliff (b) areas of Lampedusa; c) map of the fundamental frequencies experimentally detected at Lampedusa.

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 results obtained set into evidence that major spectral ratio peaks are detected in the frequency range 2,0 - 4,5 Hz. Going into more details, we observe that these peaks often do not reach two amplitude units. Such behavior is more evident both in the south-eastern part of the island, as well as in its central and western portion. Comparison with the Lampedusa lithology point out that in these areas the most ancient and rigid terrains outcrop. This is in good agreement with the stiffness of the limestone formations extensively outcropping in the plateau located in the central part of the island. More pronounced spectral ratio peaks are detected in the measurement sites located close to the outcrops of more recent and soft deposits (eg. #55,#68 in Fig. 1b) and along the transects crossing the Cala Creta fault which marks out the eastern boundary of the island (e.g. #61, #64, #58, #59 in Fig. 1b). Similar well defined spectral ratio peaks are detected in the transects performed perpendicularly to the strike of the morphologic escarpments existing in the north eastern side of the island (e.g. #65, #66 in Fig. 1b). We can therefore affirm that since Lampedusa is almost entirely formed by calcareous deposits, as a consequence the amplification effects are mostly caused by either morphological or tectonic structures. In Fig. 2 examples of different site response features observed in either the plateau area or nearby the cliffs and the fault lines, are shown.

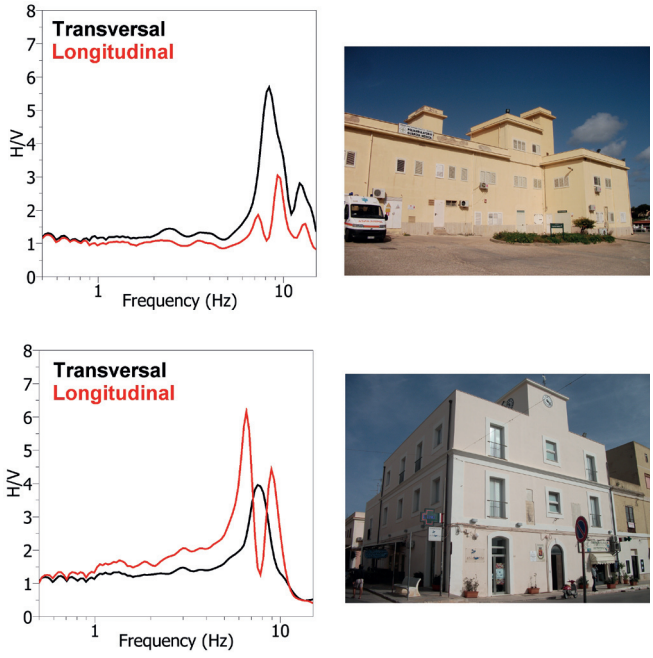


Fig. 3 – Examples of fundamental frequencies as observed from SSNRs obtained through ambient noise recorded in two different buildings in Lampedusa.

The polarization of the horizontal components of motion, evaluated in the measurement sites located nearby the fault lines, show that the largest amplifications occur at high angle from the fault strike (Lombardo and Rigano, 2006; Panzera *et al.*, 2012). On the other hand, measurements performed at increasing distance from the fault zone do not show a similar behavior and this suggests that the observed directional effects can be ascribed to the fault fabric (Panzera *et al.*, 2014).

The measurement performed on buildings allowed us to infer the fundamental period of the investigated buildings, showing that there was no particular soil-to-structure effects.

More pronounced and dominant spectral ratio peaks were observed in tall and isolated buildings whereas, secondary spectral ratio peaks were observed in case of adjacent buildings, independently from their typology of construction (see examples in Fig. 3). It is interesting to mention that the fundamental periods experimentally evaluated appear smaller than those obtained through the use of the relationships proposed by the official norms (OPCM, 2005; Eurocode8, 2003).

We can finally affirm that the use of ambient noise records showed to be a reliable and not expensive technique for a quick characterization of the local seismic response and the experimental evaluation of building fundamental periods, as well as investigations about possible soil-to-structure interactions. This kind of studies appear to be particularly useful to governmental agencies tasked with emergency response and rescue. Indeed, performing a detailed geologic study, together with the evaluation of the local seismic response and the dynamical properties of buildings in the island of Lampedusa has given significant suggestions about potential critical conditions due to soil-structure interaction and local amplification phenomena. The results obtained can be summarized as follow:

- A detailed survey, especially performed in the areas of major interest from the geological point of view, such as landslide prone areas was carried out;
- In the Cala Creta Fault area a careful geological descriptions and stratigraphic logs were provided;
- The integration of Grasso and Pedley (1985) findings with new stratigraphic and structural analyses, allowed obtaining a more precise attribution of the different litho-stratigraphic units.
- The complexity of the near-surface geology, as well as the morphology strongly influence the local amplification of the ground motion and the occurrence of directional effects.
- Major amplification effects take place on the soft deposits that partially fill up the incisions of old pre-existing streams and mostly in the neighbouring of both morphologic escarpments and faults. On the contrary, HVNR with not significant spectral ratio peaks are observed on the calcareous plateau.
- Rotated spectral ratios and polarization analysis highlight the presence of evident directional effects in proximity of both faults and cliffs. The polarization of the wave-field assumes major values at wide angles (between 60°-90°) with respect to the structures strike.
- 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 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 reinforced concrete and masonry buildings, the former being usually higher than the latter. This behaviour appear related to the different stiffness of the structures and to the presence of connected adjacent buildings.

Acknowledgements. The present study is financially supported by the Italo-Maltese research project SIMIT (Costituzione di un Sistema Integrato di Protezione Civile Transfrontaliero Italo-Maltese).

References

Argnani A.; 1990: *The Strait of Sicily rift zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin*. J. Geodyn. **12**, 311–331.

Burjánek J., Gassner-Stamm G., Poggi V., Moore J. R. and Fäh D.; 2010: *Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope*, Geophys. J. Int., **180**, 559-569, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x.

Burjànek J., Moore J.R., Molina F.X.Y. and Fäh D.; 2012: *Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration*. Geophys. J. Int., **188**, 559-569.

Civile D., Lodolo E., Tortorici L., Lanzafame G. and Brancolini G.; 2008: *Relationships between magmatism and tectonics in a continental rift: the Pantelleria Island region (Sicily Channel, Italy)*. Marine Geology **251**, 32-46.

Civile D., Lodolo E., Alp H., Ben-Avraham Z., Cova A., Baradello L., Accettella D., Burca M. and Centonze J.; 2013: *Seismic stratigraphy and structural setting of the Adventure* ***Plateau (Sicily Channel)***. Mar. Geophys. Res. DOI 10.1007/s11001-013-9205-5

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.

Di Giacomo D., Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Parolai S. and Richwalski S.M.; 2005: *Analysis and modeling of HVSR in the presence of a velocity inversion: the case of Venosa, Italy,* Bull. Seism. Soc. Am. **95**(6), 2364-2372, doi: 10.1785/0120040242.

Eurocode8; 2003: *Design of structures for earthquake resistance. Part1: general rules, seismic actions and rules for buildings*, CEN European Committee for standardization, Brussels.

Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Šket-Motnikar B., Zupančić P., Gosar A., Prevolnik S., Herak M., Stipčević J., Herak D., **Milutinović Z. and Olumćeva T.; 2009 a:** *Empirical estimates of dynamic parameters on a large set of European buildings*. Bull. Earthq. Eng. **8**(3), 593-607.

Gallipoli M., Mucciarelli M. and Vona M.; 2009 b: *Empirical estimate of fundamental frequencies and damping for Italian buildings*. Earthquake Engineering Structural Dynamics. **38**, 973-988.

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 Pedley H.M.; 1985: *The Pelagian Islands: a new geological interpretation from sedimentological and tectonic studies and its bearing on the evolution of the central Mediterranean sea (Pelagian Block)*. Geol. Romana **24**, 13-34.

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.

Kulesh M., Diallo M.S., Holschneider M., Kurennaya K., Kruger F., Ohrberger M. and Scherbaum F.; 2007: *Polarization analysis in the wavelet domain based on adaptive covariance method*, Geophys. J. Int. **170**(2), 667-678, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03417.x.

Lombardo G. and Rigano R.; 2006: *Amplification of ground motion in fault and fracture zones: observations from the Tremestieri fault, Mt. Etna (Italy)*. Journal of Volcanology Geothermal Research **153**, 167-176.

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.

Mucciarelli M. and Gallipoli M.R.; 2007: *Non-parametric analysis of a single seismometric recording to obtain building dynamic parameters*. Ann. Geophys. **50**, 2, 259-266.

Oliveira C.S. and Navarro M.; 2009: *Fundamental periods of vibration of RC buildings in Portugal from in-situ experimental and numerical techniques*. In: Bull. Earthq. Eng., **8** (3), 609-642, DOI: 10.1007/s10518-009-9162-1. **3-4, 18-24, pp. 35.**

OPCM – Presidenza del Consiglio dei Ministri; 2005: *Ordinanza N. 3431 del 03/05/2005 – Ulteriori modifiche ed integrazioni all'ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20/03/2003. 2003, recante "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica"*, Suppl. **Ord. N. 85** alla G.U. n. 107 del 10/05/2005.

Panzera F., Lombardo G., D'amico S., Di Stefano A., Galea P. and Monaco C.; 2012: *Evidence of directional site effects on fault zones: observations from south-eastern Sicily and Malta*. European Seismological Commission 33-rd General Assembly, Moscow, August 19-24. Book of Abstracts, 411-412.

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., Pischiutta M., Lombardo G., Monaco C. and Rovelli A.; 2014: *Wavefield polarization in fault zones of the western flank of Mt. Etna: observations and fracture orientation modeling*. Pure Appl. Geophys. DOI 10.1007/s00024-014-0831-x.

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

Spudich P., Hellweg M. and Lee W.H.K.; 1996: *Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions*. Bull. Seism. Soc. Am. **86**(1B), S193-S208.

Vidale J.E.; 1986: *Complex polarization analysis of particle motion*. Bull. Seism. Soc. Am. **76**, 1393–1405.

CALCOLO DELL'H/V CON UN MODELLO DEL CAMPO COMPLETO DELLE VIBRAZIONI AMBIENTALI BASATO SU UNA DISTRIBUZIONE DI SORGENTI SUPERFICIALI SPAZIALMENTE CORRELATE

E. Lunedei[1], D. Albarello[1]
[1] Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente dell'Università degli Studî di Siena

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 (p. es., 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): le ampiezze spettrali medie delle tre acquisizioni (una per ogni direzione spaziale), opportunamente combinate le componenti orizzontali (Lunedei e Albarello, 2012; Albarello e Lunedei, 2013), determinano la curva $HV(\omega)$, che esprime l'andamento, con la pulsazione ω, del rapporto spettrale H/V fra le componenti orizzontale e verticale del moto del suolo prodotto del campo delle vibrazioni ambientali.

L'uso della curva $HV(\omega)$ per inferire le proprietà meccaniche del sottosuolo dipende dalla disponibilità di modelli teorici che la leghino a queste ultime. Un aspetto importante di questi modelli è la loro maggiore o minore capacità di tenere conto delle diverse fasi sismiche presenti nel campo delle vibrazioni ambientali e del loro legame con le sorgenti responsabili del campo stesso. Sin dalla fine degli anni ottanta, quando questa tecnica è stata introdotta, sono stati proposti varî modelli caratterizzati da livelli diversi di complessità e completezza. Oltre a quelli più semplici, basati sull'ipotesi che onde di volume (di origine ignota) incidenti verticalmente possano spiegare interamente le osservazioni (p. es., Herak, 2008), i modelli più avanzati si possono distinguere in due famiglie (p. es., Lunedei e Malischewsky, 2014): quelli nei quali il campo delle vibrazioni ambientali è generato da una distribuzione superficiale (o quasi superficiale) di sorgenti (p. es., Field e Jacob, 1993; Lachet e Bard, 1994; Arai e Tokimatsu, 2004; Lunedei e Albarello, 2010) e quello in cui tale campo ha carattere diffuso (*e.g.*, Sánchez-Sesma *et al.*, 2011). Alla prima famiglia appartiene il modello di Distribuzione Superficiale di Sorgenti (DSS), presentato da Lunedei e Albarello (2010), nel quale le vibrazioni ambientali sono l'effetto di una distribuzione uniforme di forze aleatorie puntiformi non correlate che si trovano sulla superficie terrestre. Alcune note (García-Jerez *et al.*, 2011, 2012a, 2012b, 2012c) sono state dedicate alla comparazione di questo modello con quello di campo diffuso (DFA=*Diffuse Field Approach*). Entrambi questi modelli, basati su un approccio nel dominio delle frequenze, permettono di calcolare le potenze spettrali del campo delle vibrazioni ambientali, dalle quali si ottiene la curva H/V teorica.

Tuttavia, in generale, tale calcolo è molto più veloce con il modello DFA che con il modello DSS, tranne quando sia considerata la sola componente d'onde superficiali; questo fatto preclude la possibilità di applicare il modello DSS di campo completo nelle procedure d'inversione. Tale notevole differenza nella velocità di esecuzione è dovuta al fatto che il modello DSS richiede, per il calcolo delle potenze spettrali (da cui si ottiene la curva H/V), una doppia integrazione: nel numero d'onda e nella distanza fra sorgente e ricevitore. Grazie all'ipotesi di campo diffuso, il modello DFA necessita solo della prima di queste integrazioni. Oltre a tale questione pratica, due fondamentali aspetti teorici sono critici nel modello DSS: la non convergenza dei suddetti doppi integrali delle potenze spettrali [Eqq. da (45) a (47) in Lunedei e Albarello (2010)] e l'irrealistico presupposto che le sorgenti siano mutuamente non correlate, indipendentemente alla relativa distanza.

È interessante notare che entrambi tali limiti del modello DSS possono essere affrontati congiuntamente cambiando il punto di vista nel descrivere il campo delle vibrazioni ambientali. Ciò permette anche un notevole miglioramento nella velocità di calcolo della nuova versione del modello DSS, che la rende comparabile con quella del modello DFA.

Spostamento e forza come processi stocastici. Si considera un modello 1D in cui la terra è descritta come una pila di strati orizzontali omogenei ed isotropi sovrastanti un semispazio con le stesse proprietà; in questo modello la superficie della terra è approssimata da un piano orizzontale descritto dalle coordinate cartesiane $(x,y)^T$. In tale struttura, si assume che il campo di spostamento delle vibrazioni ambientali, $\boldsymbol{U}(x,y,t)\equiv(U_x(x,y,t),U_y(x,y,t),U_z(x,y,t))^T$, ed il campo di forza che lo genera, $\boldsymbol{F}(x,y,t)\equiv(F_x(x,y,t),F_y(x,y,t),F_z(x,y,t))^T$, siano due processi stocastici stazionarî (almeno del secondo ordine), sia nel tempo (t) che sul piano orizzontale (x,y), con media nulla e varianza finita. In questo quadro, ciascuno dei due campi è un processo stocastico stazionario trivariato e tridimensionale (p.s.s. 3V-3D), avendo tre componenti spaziali (lungo le tre direzioni cartesiane), ciascuna delle quali è un campo aleatorio (dipendente dal tempo e due coordinate spaziali). Per entrambi i p.s.s. si assume l'esistenza della densità spettrale di potenza (spettro), la quale è rappresentata dalle due matrici spettrali $\boldsymbol{h}_U$ ed $\boldsymbol{h}_F$, entrambe dipendenti dalla pulsazione ω e dal vettore bidimensionale numero d'onda $\boldsymbol{k}\equiv(k_x,k_y)^T$.

Per definizione, lo spostamento dovuto al campo delle vibrazioni ambientali è costituito da piccole oscillazioni, il che implica la sussistenza d'una relazione lineare fra il medesimo ed il campo di forza che lo genera:

$$\boldsymbol{U}(x,y,t)=\int_{R^3}\boldsymbol{G}(\xi,\eta,\tau)\times\boldsymbol{F}(x-\xi,y-\eta,t-\tau)\,d\xi\,d\eta\,d\tau\,, \tag{1}$$

essendo $\boldsymbol{G}$ la matrice di Green nel dominio spaziotemporale, che contiene le proprietà meccaniche del mezzo stratificato. Da questa formula discende che, fra le due matrici spettrali, sussiste la relazione [ottenuta, ad esempio, combinando l'Eq. (4.12.8) di Priestley (1981), e l'Eq. (3.5.21) di Vanmarcke (2010)]:

$$\boldsymbol{h}_U(k_x,k_y,\omega)=\hat{\boldsymbol{G}}(k_x,k_y,\omega)\times\boldsymbol{h}_F(k_x,k_y,\omega)\times\hat{\boldsymbol{G}}^*(k_x,k_y,\omega), \tag{2}$$

dove "*" indica la coniugazione hermitiana e $\hat{\boldsymbol{G}}$ è la matrice di Green nel dominio frequenza e numero d'onda.

Si assume poi l'ulteriore ipotesi fondamentale che le tre componenti cartesiane del campo di forza siano non correlate le une con le altre, il che implica che la matrice spettrale della forza sia diagonale $\boldsymbol{h}_F(k_x,k_y,\omega)\equiv\mathrm{diag}(\,h_{F,x}(k_x,k_y,\omega),\,h_{F,y}(k_x,k_y,\omega),\,h_{F,z}(k_x,k_y,\omega)\,)$, semplificando ciò notevolmente la formula nell'Eq. (2).

La potenza totale dello spostamento lungo la direzione i-esima ad ogni pulsazione ω è data infine dallo spettro marginale (p. es., Vanmarcke, 2010), che, in virtù della semplificazione che la suddetta ipotesi induce all'Eq. (2), ha la forma:

$$P_{U,i}(\omega)=\frac{1}{(2\pi)^2}\int_{R^2}\sum_{j=x,y,z}\left|\hat{G}_{ij}(k_x,k_y,\omega)\right|^2\times h_{F,j}(k_x,k_y,\omega)\,dk_x\,dk_y\,. \tag{3}$$

L'ultima ipotesi che si adotta è che il campo di forza (ovvero ciascuna delle sue tre componenti cartesiane) sia isotropo nel piano del numero d'onda, cioè il suo spettro non dipenda dalla direzione del vettore numero d'onda, ma solo dal suo modulo. Passando ad un sistema di coordinate polari nel piano del numero d'onda, cosicché quest'ultimo sia descritto dal suo modulo k e dal suo argomento ϕ, l'ipotesi significa che $h_{F,j}$ non dipende da ϕ. Ne consegue che lo spettro della forza dipende da due sole variabili, $h_{F,j}(k,\omega)$ ($j=x,y,z$) e l'integrale nell'Eq. (3) si separa nella parte angolare, calcolabile analiticamente, ed in quella dipendente dal modulo k, che è la sola parte da calcolarsi numericamente. In questo modo, la densità spettrale di potenza del campo di spostamento si calcola, per ogni direzione, con una sola integrazione nel modulo del numero d'onda k.

È possibile mostrare che gli integrali che definiscono le potenze spettrali del campo di spostamento convergono solo se le funzioni $h_{F,j}(k,\omega)$ ($j=x,y,z$) sono infinitesime al divergere di k e ciò implica che il p.s.s. forza non può essere un processo puramente aleatorio (ossia

un rumore bianco) rispetto allo spazio, ma la sua densità spettrale di potenza deve essere un infinitesimo di ordine, almeno $k^{-\varepsilon}$, per qualche $\varepsilon > 0$, quando $k \to +\infty$. In altri termini, ciò significa che la forza deve avere un "colore" relativamente alla dimensione spaziale, e questo ha importanti conseguenze fisiche.

Relazione tra la densità spettrale di potenza e la covarianza. La necessità di una dipendenza della densità spettrale di potenza dal modulo del numero d'onda k implica l'esistenza d'una correlazione spaziale del campo di forza, che si può interpretare fisicamente come una correlazione tra le sorgenti delle vibrazioni ambientali situate sulla superficie terrestre ovvero come conseguenza della dimensione finita delle forze agenti. È infatti ben noto (p. es., Priestley, 1981; Vanmarcke, 2010) che la densità spettrale di potenza sia la trasformata di Fourier della funzione di covarianza nel dominio spaziotemporale, $R_{F_j}(x,y,t)$:

$$h_{F,j}(k_x,k_y,\omega) = \int_{R^3} R_{F,j}(x,y,t) \times e^{-i(k_x x + k_y y + \omega t)}\, dx dy dt \ , \tag{4}$$

per ogni $j=x,y,z$ .Quando la funzione di covarianza è spazialmente isotropa, usando le coordinate polari nel piano orizzontale, $\boldsymbol{x} \equiv (r,\theta)^T$, si può scrivere $R_{F_j}(r,t)$. Se anche il piano del numero d'onda è descritto con coordinate polari, $\boldsymbol{k} \equiv (k,\phi)^T$, la precedente formula diventa:

$$h_{F,j}(k,\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \left\{ \int_0^{+\infty} R_{F,j}(r,t) \times J_0(kr) \times r\, dr \right\} \times e^{-i\omega t}\, dt, \tag{5}$$

per ogni $j=x,y,z$, essendo J_0 la funzione di Bessel di prima specie di ordine zero. Questa formula esprime il noto risultato che la densità spettarle di potenza rispetto al numero d'onda è la trasformata di Hankel di ordine zero della covarianza rispetto alla distanza e che essa dipende solo dal modulo del numero d'onda e non dalla sua direzione. Poiché la formula inversa ha la stessa struttura, risulta chiaramente che la densità spettrale di potenza è isotropa rispetto a $\boldsymbol{k}$ se e solo se tale è la covarianza rispetto ad $\boldsymbol{x}$. Dunque l'isotropia in $\boldsymbol{k}$ della potenza significa che la correlazione tra le sorgenti dipende solo dalla loro distanza reciproca e non dalla direzione orizzontale. È importante notare che questa ipotesi, fisicamente ragionevole, è assunta per tutte le tre componenti del campo di forza e non implica isotropia dell'intensità del campo di forza stesso, il quale può agire in modi diversi lungo direzioni diverse, a condizione che la correlazione spaziale si mantenga orizzontalmente isotropa.

Se poi la covarianza del campo di forza è separabile nelle sue due variabili, cioè se esistono due funzioni tali che $R_{F_j}(r,t) = C_{F_j}(r) \cdot \Theta_{F_j}(t)$, lo spettro della j-esima componente della forza diventa:

$$h_{F,j}(k,\omega) = \left\{ \int_{-\infty}^{+\infty} \Theta_{F,j}(t) \times e^{-i\omega t}\, dt \right\} \times \left\{ \int_0^{+\infty} C_{F,j}(r) \times J_0(kr) \times r\, dr \right\}, \tag{6}$$

sicché, quando la funzione di covarianza è separabile, tale è anche la densità di potenza spettrale, essendo il prodotto di una funzione del modulo del numero d'onda k e di una funzione della pulsazione ω. Dall'Eq. (6) discende che condizione necessaria per l'esistenza della densità spettrale di potenza della forza è la trasformabilità secondo Fourier di $\Theta_{F_j}(t)$ e quella secondo Hankel di $C_{F_j}(r)$. Anche se questa proprietà può essere sufficiente per la componente temporale, la trasformata di Hankel di $C_{F_j}(r)$ deve inoltre essere convergente in k come detto alla fine del paragrafo precedente. In particolare, $C_{F_j}(r)$ non può essere una delta di Dirac, perché il suo spettro non può essere piatto in k, cioè, come detto, il p.s.s. forza non può essere un rumore bianco spaziale.

Una scelta possibile per la covarianza spaziale di ogni j-esima componente del campo di forza è una funzione di tipo gaussiano (bidimensionale):

$$C_{F,j}(r) = \frac{D_j}{2\pi d_j^2} \times \exp\left(-\frac{r^2}{2d_j^2} \right) \tag{7}$$

essendo D_j e d_j due costanti positive, la quale ha utili proprietà:

- è fisicamente plausibile, poiché è ragionevole assumere che la correlazione spaziale tra le sorgenti decresca regolarmente con la reciproca distanza,
- sebbene la correlazione si estenda indefinitamente, può essere definito un raggio d'influenza, proporzionale a d_j, il quale controlla l'estensione "effettiva" della correlazione spaziale fra le sorgenti,
- è una funzione continua ed infinitamente derivabile
- la sua trasformata di Hankel è ancora una funzione di tipo gaussiano (bidimensionale), cioè:

$$D_j \propto \exp\left(-\frac{1}{2} d_j^2 k^2\right) \tag{8}$$

Quale conseguenza dell'ipotesi separabilità, la densità di potenza spettrale così ottenuta, che soddisfa la richiesta proprietà di decrescenza al divergere di k, è la stessa per tutte le frequenze. È importante notare che, quando l'estensione "effettiva" della covarianza spaziale fra le sorgenti, ovvero il valore del parametro d_j, aumenta, la funzione nell'Eq. (7) si appiattisce mentre la densità spettrale di potenza [Eq. (8)] si concentra intorno al valore zero, cioè sui piccoli numeri d'onda e quindi sulle grandi lunghezze d'onde; l'inverso avviene, ovviamente, al ridursi del parametro d_j, ovvero al restringersi della correlazione spaziale. Questa dipendenza dal parametro d_j è esemplificata in Fig. 1.

Il rapporto spettrale H/V. Definendo la densità spettrale di potenza marginale (rispetto alla pulsazione ω) totale sul piano orizzontale come la somma delle corrispondenti densità relative alla componenti x ed y, cioè $P_{U,x}(\omega) + P_{U,y}(\omega)$, ne segue che la curva del rapporto spettrale H/V resta definita come:

$$HV(\omega) \equiv \sqrt{\frac{P_{U,x}(\omega) + P_{U,y}(\omega)}{P_{U,z}(\omega)}}, \tag{9}$$

essendo numeratore e denominatore calcolabili ciascuno con una singola integrazione numerica, rispetto al modulo del numero d'onda k.

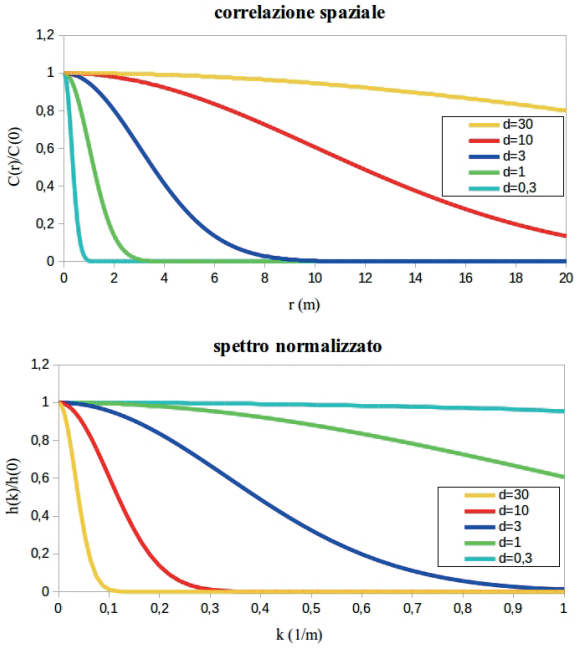


Fig. 1 – Andamento della covarianza spaziale data dall'Eq. (7) (normalizzata al suo valore per r=0) e della corrispondente densità spettarle di potenza data dall'Eq. (8) (normalizzata al suo valore per k=0), per alcuni valori del parametro d, rappresentativo dei tre parametri d_x, d_y, d_z.

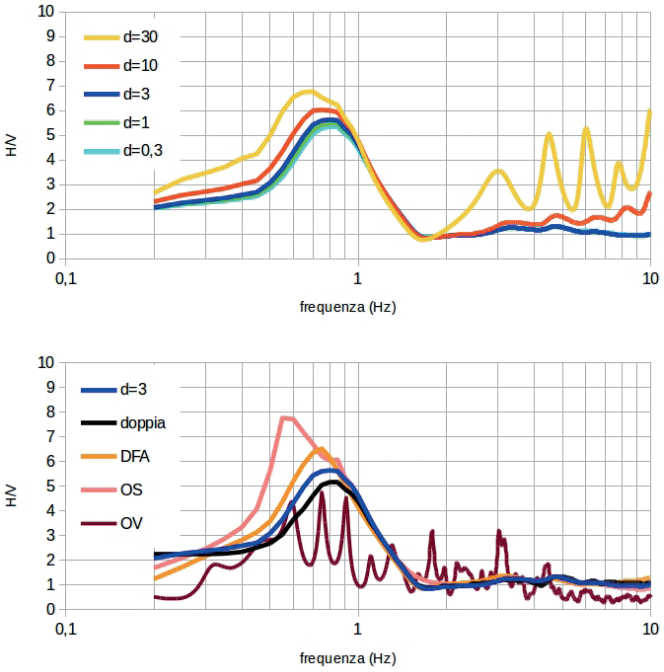


Fig. 2 – Curve H/V sintetiche ottenute per la stratigrafia in Tab.1. Nel grafico superiore le curve sono ottenute col modello qui presentato e la correlazione data dall'Eq. (7), al variare del parametro *d*. Nel grafico inferiore la curva relativa la valore d=3 è confrontata con quelle ottenute dal modello DSS di campo completo con doppia integrazione (Lunedei e Albarello, 2010; "doppia"), dal modello DFA di campo completo, dal modello DSS ristretto alle sole onde superficiali (Lunedei e Albarello, 2009; "OS") e dal modello basato su onde di volume incidenti verticalmente (Herak, 2008; "OV").

Un esempio numerico. Come prima applicazione dei risultati or ora esposti si considera il classico esempio derivante dalla stratigrafia reale considerata da Tokimatsu (1997) ed Arai e Tokimatsu (2004), denominata da tali autori "sito A". La medesima è stata utilizzata in Lunedei e Albarello (2009), dove la viscosità è stata introdotta rendendo complesse le velocità delle onde di volume; a differenza che in tale lavoro, qui tutti i fattori di smorzamento sono posti uguali all'1%. Gli integrali in k che forniscono le densità spettrali di potenza sono stati calcolati col semplice metodo dei trapezi e ponendo $D_x=D_y=D_z=1$ nelle espressioni delle Eqq. (7) ed (8). I risultati sono mostrati nel grafico superiore di Fig. 2 per quattro valori del parametro d (valor comune dei tre parametri d_x, d_y, d_z), compresi tra 0,3 e 30. Si osserva che la curva H/V rimane stabile diminuendo il valore del parametro d, cioè riducendo l'estensione della correlazione spaziale del campo di forza e quindi appiattendo la densità spettrale di potenza nel piano del numero d'onda. Come prevedibile, la velocità d'esecuzione del calcolo aumenta rapidamente al crescere di d, ma la figura mostra che la curva H/V subisce un rilevante cambiamento quando questo parametro aumenta oltre il valore 3, in quanto appaiono alcuni picchi secondarî; l'ulteriore aumento del valore del parametro produce un innalzamento di questi picchi. Questo fatto è conseguenza del cambiamento delle funzioni integrande al variare di d: come notato alla fine del precedente paragrafo, quando il parametro d aumenta, ogni $h_{F,j}$ ($j = x,y,z$), come funzione di k, si accumula intorno allo zero, quindi le funzioni integrande decrescono più rapidamente al crescere di k. Poiché l'andamento dei moduli delle componenti orizzontale e verticale della funzione di Green è differente, il rapporto degli integrali viene alterato in modo notevole quando la rapidità di decrescita delle funzioni $h_{F,j}$ supera una certa soglia. È importante notare che questo non è un effetto numerico, ma è una conseguenza reale del tipo di covarianza spaziale del campo di forza: più tale correlazione si estende, più evidenti emergono i picchi secondarî della curva H/V. Poiché la pratica sperimentale mostra che le curve H/V usualmente non presentano un tali forti picchi secondari, questo risultato suggerisce che le sorgenti delle vibrazioni ambientali non siano correlate su grandi distanze. Un'altra conseguenza importante è che, poiché il parametro d controlla la velocità del calcolo, non è possibile, al fine di ottenere curve H/V realistiche, spingere tale velocità computazionale oltre una certa soglia.

Nel secondo grafico di Fig. 2 la curva ottenuta con d=3 è confrontata con quella prodotta da altri metodi: il modello di campo completo con doppia integrazione presentato in Lunedei e Albarello (2010), il modello basato sulle onde superficiali presentato in Lunedei e Albarello (2009), il modello DFA ed il modello basato su onde di volume incidenti verticalmente proposto da Herak (2008). Si sottolinea che i primi due modelli assumono implicitamente la totale assenza di correlazione fra le sorgenti, mentre il terzo ed il quarto non contengono alcuna ipotesi sulle sorgenti del campo. Emerge chiaramente come, almeno in un intorno del picco comune a tutti i risultati, f_0, localizzato tra 0,6 e 0,7 Hz, tutti i metodi siano in buon accordo; solo nel modello basato sulle onde superficiali la frequenza f_0 è più bassa di circa il 25%. Si nota poi come i primi due picchi secondarî emergenti al crescere del parametro d (grafico superiore di Fig. 2) corrispondano a due picchi secondarî prodotti dal modello basato sulle onde di volume incidenti verticalmente, ciò a conferma del significato fisico reale attribuibile ad essi.

Tab. 1 - Stratigrafia usata nell'esempio numerico.

spessore (m)	V_P (m/s)	V_S (m/s)	densità (kg/m^3)
5,5	1333	240	1900
3,6	1333	133	1900
4,6	1333	175	1900
6,3	1333	222	1900
20,0	1333	155	1900
4,6	1333	175	1900
6,4	1333	250	1900
9,0	1595	570	1900
23,6	1595	333	1900
16,4	1595	575	1900
1400,0	1800	700	1900
800,0	2800	1500	2200
∞	5600	3000	2500

Questi confronti confermano che l'andamento complessivo della curva H/V è "robusto", nel senso che non differisce in modo significativo, almeno intorno al picco di maggiore interesse, sebbene le ipotesi fisiche su cui sono basati i modelli usati per generare tale curva siano notevolmente diverse. La differenza principale fra le curve H/V emerge quando sono prese in considerazione le sole onde superficiali, cosicché sembra che i cambiamenti sostanziali appaiano solo in corrispondenza a variazioni del contenuto fisico del modello. Un ragionamento analogo può essere valido per i cambiamenti (picchi secondarî) che emergono in caso di modifiche della covarianza spaziale delle sorgenti, essendo quest'ultima una proprietà fisica del campo. Come detto nel precedente paragrafo, questa covarianza può essere fisicamente interpretata come effetto della correlazione spaziale tra sorgenti puntiformi o dell'estensione spaziale delle sorgenti ovvero di entrambe. Così, se le sole sorgenti vicine fra loro sono correlate, ovvero se le sorgenti hanno limitata estensione spaziale, la forma della curva H/V non è molto sensibile alla dimensione esatta di questo "raggio" d'interazione. Al contrario, se anche le sorgenti fra loro lontane conservano una forte correlazione, o le sorgenti sono molto estese, la curva H/V mostra peculiarità notevoli, in forma di picchi secondarî, la cui ampiezza aumenta rapidamente al crescere del "raggio" effettivo d'interazione.

Conclusioni. Questo lavoro mostra che, se il campo di spostamento delle vibrazioni ambientali ed il campo di forza che le genera sono descritti come processi stocastici stazionarî nel tempo e nello spazio stabiliti sulla superficie libera della terra, la densità spettrale di potenza del primo può essere scritta come una funzione dell'analoga densità del secondo. Questo collegamento è realizzato dalla funzione di Green nel dominio della frequenza e del numero d'onda, che contiene tutte le proprietà meccaniche del sottosuolo. Le componenti orizzontale e verticale della potenza spettrale (marginale) rispetto alla frequenza del campo di spostamento sono dunque calcolabili come due integrali rispetto al modulo del numero d'onda, le cui proprietà di convergenza dipendono dalla densità spettrale di potenza del campo di forza. Scegliendo tale densità spettrale in forma gaussiana come funzione del modulo del numero d'onda, la curva H/V sintetica, definita come la radice quadrata del rapporto fra tali componenti orizzontale e verticale della potenza spettrale, prodotta da un profilo stratigrafico classico mostra un andamento complessivo che dipende dall'effettiva estensione della correlazione spaziale del campo di forza. In particolare, quando la covarianza della forza si estende spazialmente, la relativa densità spettrale di potenza si accumula su valori piccoli del modulo del numero d'onda, cioè, su grandi lunghezze d'onda. Una conseguenza di questo risultato è che se le sorgenti sono estese o sono correlate su grandi distanze, la loro energia si concentra sulle lunghezze d'onda elevate e questo fatto, agendo sulla forma delle densità spettrali del campo di spostamento, produce un effetto sulla la curva H/V, in forma di picchi secondarî. Considerando che nei consueti risultati sperimentali, tali intensi picchi secondarî difficilmente appaiono, questo risultato suggerisce che le sorgenti del campo delle vibrazioni ambientali non siano correlate su grandi distanze né siano molto estese. Questo nuovo modello DSS supera i principali limiti delle precedenti versioni della teoria basata sulla distribuzione superficiale di sorgenti e permette di ridurre il tempo di calcolo necessario per ottenere le curve H/V del campo completo di vibrazioni ambientali d'entità comparabile a quello richiesto dal modello DFA. Il modello potrà consentire d'indagare più a fondo il ruolo della correlazione spaziale delle sorgenti ed i suoi affetti alle alte e basse frequenze. Ulteriori sviluppi sono possibili sia sotto il profilo computazionale, per la riduzione dei tempi di calcolo, sia sotto il profilo teorico, considerando, ad esempio, campi non stazionarî nello spazio.

Bibliografia

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.

Arai H., Tokimatsu K.; 2004: *S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum*. Bulletin of the Seismological Society of America, 94(1), 53–63.

Field E, Jacob K.; 1993: The *theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise*. Geophysical Research Letters, 20(24), 2925–2928.

García-Jerez A., Luzón F., Sánchez-Sesma F.J., Santoyo M.A., Albarello D., Lunedei E., Campillo M., Iturrarán-Viveros U.; 2011: *Comparison between two methods for forward calculation of ambient noise H/V spectral ratios*. *AGU Fall Meeting 2011*, 5–9 dicembre, San Francisco (California), USA, http://abstractsearch.agu.org/meetings/2011/FM/sections/S/sessions/S23A/abstracts/S23A-2230.html.

García-Jerez A., Luzon F., Albarello D., Lunedei E., Sanchez-Sesma F.J., Santoyo M.A.; 2012a: *Comparison between ambient vibration H/V synthetics obtained from the Diffuse Field Approach and from the Distributed Surface Load method*. Atti della *XXIII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC 2012)*, 25–30 agosto, Mosca, Russia, 412–413.

García-Jerez A., Luzon F., Albarello D., Lunedei E., Santoyo M.A., Margerin L., Sanchez-Sesma F.J.; 2012b: *Comparison between ambient vibrations H/V obtained from the diffuse field and distributed surface source models*. Atti della *15th World Conferences on Earthquake Engineering (WCEE),* 24–28 settembre, Lisbona, Portogallo, http://www.nicee.org/wcee /.

García-Jerez A., Luzon F., Lunedei E., Albarello D., Santoyo M.A., Margerin L., Sanchez-Sesma F.J.; 2012c: *Confronto fra le curve H/V da vibrazioni ambientali prodotte dai modelli di distribuzione superficiale di sorgenti e di campo diffuso*. Atti del XXXI Convegno Nazionale del gruppo nazionale di geofisica della terra Solida (GNGTS), 20–22 novembre, Potenza, 148–157, http://www2.ogs.trieste.it/gngts/ (Sessione 2, Tema 2).

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.

Herak M.; 2008: *ModelHVSR - A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise*. Computers & Geosciences, 34(11), 1514–1526, doi:10.1016/j.cageo.2007.07.009.

Lanchet C., Bard P.Y.; 1994: *Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique*. J. Phys. Earth, 42, 377–397.

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.; 2010: *Theoretical HVSR curves from full wavefield modelling of ambient vibrations in a weakly dissipative layered Earth*. Geophys. J. Int., 181, 1093–1108, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04560.x (*Erratum*: Geophys. J. Int., 192, 1342, doi:10.1093/gji/ggs047).

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/).

Lunedei E., Malischewsky P.; 2014: *A review and some new issues on the theory of the H/V technique for ambient vibrations. Theme Lecture, Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (2ECEES)*, 24–29 agosto, Istanbul, Turchia.

Priestley M.B.; 1981: *Spectral analysis and time series*. Academic Press, Londra, Gran Bretagna.

Sanchez-Sesma F.J., Rodriguez M., Iturraran-Viveros U., Luzon F., Campillo M., Margerin L., Garcia-Jerez A., Suarez M., Santoyo M.A., Rodriguez-Castellanos A.; 2011: *A theory for microtremor H/V spectral ratio:application for a layered medium*. Geophys. J. Int., 186, 221–225.

Tokimatsu K.; 1997: *Geotechnical site characterization using surface waves*. In "*Earthquake geotechnical engineering: proceedings of IS-Tokyo '95, the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Tokyo, 14–16 November, 1995"*, curatore Ishihara K., pubblicato da A A Balkema Publishers (Rotterdam), 3, 1333–1368.

Vanmacke E.; 2010: *Random fields – Analysis and synthesis (revised and expanded new edition)*. World Scientific Publishing, Singapore.

LE SCHEDE GEO: UNO STRUMENTO OPERATIVO PER LA VERIFICA DEI FENOMENI COSISMICI NELLA PRIMA EMERGENZA SISMICA

P. Marsan, Gruppo di lavoro Schede GEO, F. Bramerini, C. Conte
Dipartimento della Protezione Civile, Roma

Introduzione. Nelle fasi immediatamente successive ad un evento sismico di forte intensità, il sistema di protezione civile, le autorità civili e militari e le organizzazioni di volontariato, hanno come priorità il soccorso alle popolazioni colpite, attraverso l'organizzazione delle operazioni per il recupero dei feriti e delle vittime e l'allestimento di alloggi e strutture temporanee per ii sopravvissuti e i senzatetto.

Parallelamente alle operazioni umanitarie, nel corso delle prime fasi di gestione delle emergenze, ci si deve occupare anche della verifica delle condizioni di percorribilità della viabilità, aspetto questo di fondamentale importanza per garantire l'accessibilità alle zone colpite che necessitano dei primi soccorsi. A seguito di un forte terremoto, infatti, una delle principali criticità è la verifica della circolazione stradale che può trovarsi profondamente compromessa a seguito dell'inagibilità di ponti, viadotti e gallerie o per l'ostruzione della viabilità urbana provocata dalle macerie degli edifici crollati. In aree di pianura molti problemi possono essere creati da fenomeni di liquefazione, mentre nelle zone montuose non è sottovalutare la possibilità di trovare strade interrotte da frane o ostruite dai detriti prodotti da cadute di massi di varie dimensioni.

A fronte di questi possibili scenari, solo una rapida ed efficace campagna di rilievo del danno realizzata con strumenti in grado di valutare il rischio residuo per tutte le situazioni

osservate può contribuire a rendere più efficace la macchina dei soccorsi. Tutte le informazioni raccolte, inoltre, se opportunamente organizzate e catalogate, potranno arricchire le banche dati esistenti, rappresentando un prezioso strumento per studi ed analisi sulla vulnerabilità ed il rischio sismico del patrimonio antropico presente sul territorio nazionale.

Uno strumento tecnico che si è dimostrato estremamente efficace, anche a seguito degli ultimi terremoti, è la scheda per il rilievo dell'agibilità degli edifici (Scheda AeDES: Agibilità e Danno in Emergenza Sismica) che ha consentito di effettuare, in un periodo relativamente breve, un rilievo speditivo dei danni alle strutture antropiche nelle aree interessate dagli eventi e la loro conseguente analisi e quantificazione.

La compilazione della Scheda AeDES, se da una parte ha consentito ad una buona parte della popolazione di rientrare nella propria abitazione in tempi relativamente brevi, dall'altra ha però evidenziato alcune carenze nella definizione e identificazione delle problematiche geologiche e geotecniche connesse all'occorrenza dell'evento sismico e alle loro possibili interazioni con le opere strutturali e infrastrutturali.

La necessità, pertanto, di contribuire ad una migliore identificazione delle problematiche geologiche e geotecniche e degli effetti che un evento sismico causa sull'ambiente fisico e, conseguentemente, sui terreni al di sotto o al contorno degli edifici e delle opere infrastrutturali in genere, ha spinto il Dipartimento della Protezione Civile (DPC) a creare un gruppo di studio interistituzionale che si occupasse specificatamente di predisporre anche una serie di schede (Schede GEO: geologiche e geotecniche) che contribuissero alla valutazione dei danni se causati o connessi a fenomeni cosismici geologici e geotecnici (gruppo di lavoro Schede GEO).

Le Schede GEO sono quindi il frutto delle diverse esperienze effettuate sul campo a seguito degli ultimi eventi più significativi: Abruzzo (2009) ed Emilia (2012), durante i quali squadre di tecnici hanno dato il loro significativo contributo all'interno della funzione tecnica del DPC.

La necessità di programmare gli interventi, assegnando a squadre di tecnici una determinata area, per velocizzare le ispezioni e per evitare sovrapposizioni, e adottando uno strumento comune per la schedatura dei rilievi, è il filo conduttore della realizzazione delle Schede GEO. Le schede garantiscono una valutazione omogenea ed oggettiva di ogni fenomeno cosismico provocato dall'evento sismico e permettono una rapida ed efficace definizione degli interventi.

Fenomeni di instabilità permanente (cosismici e post sismici). Negli ICMS (2008) le principali instabilità cosismiche permanenti sono:

- instabilità di versante;
- liquefazione;
- faglie attive e capaci;
- cedimenti differenziali.

Negli studi di microzonazione sismica, tali fenomeni cosismici caratterizzano alcune tipologie di zone (zone suscettibili di instabilità) e sono individuate, qualitativamente, in base alle informazioni minime acquisite nel livello MS1 e, solo in un secondo tempo, sono analizzate e definite quantitativamente, nei livelli di approfondimento successivi (MS3).

A queste stesse instabilità, riportate nelle Schede GEO, si sono aggiunti altri fenomeni cosismici quali:

- collasso di cavità sotterranee
- innalzamento del livello della falda
- fratturazione generica (anche non legata alla fagliazione) del terreno.

Oltre alle instabilità permanenti, nella scheda sono richieste informazioni anche su eventuali opere di sostegno, il danneggiamento delle quali può fornire informazioni utili a valutazioni sulla estensione e magnitudo delle instabilità.

Gruppo di lavoro e attività. Il Decreto del Capo Dipartimento della Protezione Civile n. 828 del 5 marzo 2012 ha disposto la costituzione di un Gruppo di lavoro interistituzionale per definire una serie di schede di valutazione post-evento per gli aspetti geologici e geotecnici

(Schede GEO). L'obiettivo riportato nel decreto è la formazione di una base conoscitiva speditiva, funzionale alla gestione della prima fase dell'emergenza (schede 1, 2 3 del decreto) e di quella immediatamente successiva, per gli aspetti relativi agli insediamenti temporanei (scheda 4 del decreto).

Il Gruppo di lavoro era costituto da funzionari tecnici delle Regioni, da ricercatori di Enti di ricerca e Università e funzionari tecnici del DPC. All'interno Erano presenti all'interno del gruppo le competenze necessarie a sviluppare i temi definiti nel decreto: geologi, ingegneri geotecnici ed esperti in emergenze sismiche.

Le Schede Geo possono essere utilizzate come uno strumento di verifica dei danni, connessi a fenomeni geologici e geotecnici, di edifici e infrastrutture generici, ma ovviamente l'interesse primario, nella fase della prima emergenza, è la verifica del sistema fisico di protezione civile. In questa ottica, quindi, le Schede Geo sono state realizzate con un'attenzione particolare per gli elementi della Condizione Limite dell'Emergenza (CLE, 2013).

Si ricorda qui brevemente che si definisce CLE dell'insediamento urbano, quella condizione al cui superamento, a seguito del manifestarsi dell'evento sismico, pur in concomitanza con il verificarsi di danni fisici e funzionali tali da condurre all'interruzione delle quasi totalità delle funzioni urbane presenti, compresa la residenza, l'insediamento urbano conserva comunque, nel suo complesso, l'operatività della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza, la loro accessibilità e connessione con il contesto territoriale.

L'analisi della CLE dell'insediamento urbano comporta:

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 viene condotta in concomitanza agli studi di microzonazione sismica e perciò a livello comunale, anche se è possibile effettuarla a livello intercomunale.

I componenti il Gruppo di lavoro "Schede GEO" sono:

Dipartimento della Protezione Civile: Marsan P. (coordinatore del Gruppo), Iannarelli E., Naso G.;

Conferenza delle Regioni e Province Autonome: Boscherini A., Crippa A., Motti A.;

Centri di Competenza: CNR Cardinali M., Moscatelli M., Pagliaroli A; EUCENTRE Bozzoni F., Casarotti C., Lai C.; ISPRA Blumetti A., Chiessi V., Comerci V.; ReLUIS Aversa S., Simonelli A.L.

Schede GEO. Sulla base di queste esigenze quindi le Schede Geo sono state pensate e realizzate per i seguenti elementi valutati nelle analisi della CLE:

- edifici strategici,
- aree di emergenza/ammassamento,
- aree di emergenza/ricovero,
- infrastrutture di accessibilità,
- infrastrutture di connessione.

Ai quali si sono aggiunte perché lo prevedeva il decreto:

- aree per gli insediamenti provvisori.

Le schede sono costituite ognuna da 5 sezioni. La sezione 1, con la descrizione dell'elemento da valutare e i dati riferiti ai compilatori della scheda, riportano le stesse informazioni delle schede CLE e dovranno essere compilate durante le procedure pre-evento. Le sezioni 2-3-4-5 saranno compilate durante i sopralluoghi post evento entro 6-12 ore dall'evento (Fig. 1).

In particolare:

- nella sezione 1 saranno riportate informazioni utili all'identificazione delle strutture e

ES 1

PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile

CONFERENZA DELLE REGIONI E DELLE PROVINCE AUTONOME

Finalità del rilievo
RILIEVO POST EVENTO EFFETTI GEOLOGICI (PEG)

EDIFICIO STRATEGICO
versione 3.0

Sezione PEG1 - RILEVATORI

RESPONSABILE DELLA REGIONE

1 Cognome | 2 Nome
3 Ruolo nell'emergenza
4 Ufficio di appartenenza | 5 Telefono
6 Giorno | 7 Ora

COMPONENTI DELLA SQUADRA

8 Cognome | 9 Nome
10 Qualifica professionale
11 Affiliazione ○ Funzionario pubblico ○ Ricercatore ○ Libero professionista
12 Ente/Università/Società

COMPONENTI DELLA SQUADRA

13 Cognome | 14 Nome
15 Qualifica professionale
16 Affiliazione ○ Funzionario pubblico ○ Ricercatore ○ Libero professionista
17 Ente/Università/Società

COMPILAZIONE

18 Conclusa il giorno | 19 Alle ore
20 L'esito è stato comunicato il | 21 Alle ore

Sezione PEG2 - DESCRIZIONE EFFETTI SULL'AMBIENTE INDOTTI DAL SISMA

EFFETTI INDOTTI DAL SISMA

22 ☐ Frana | 23 ☐ Liquefazione | 24 ☐ Fagliazione superficiale
25 ☐ Cedimento differenziale | 26 ☐ Collasso di cavità sotterranea | 27 ☐ Fratturazione del terreno
28 ☐ Innalzamento falda | 29 ☐ Nessuno

FRANA

Interferenza con l'ES
30 ○ Interferente con l'ES ○ Non interferente, frana a monte ○ Non interferente, frana a valle
31 Distanza minima (nel caso di non interferenza) m

Tipo di frana
32 ○ Frana in terra ○ Frana in roccia ○ Frana in litologia mista
33 Dimensione massima del blocco (in caso di frana in roccia o in litologia mista) m

Caratteristiche geometriche
34 Lunghezza (dalla nicchia di distacco al fronte) m
35 Larghezza (al fronte) m
36 Volume totale (V) stimato o presunto ○ V ≤ 10 m³ ○ 10 m³ < V ≤ 1000 m³ ○ Oltre 1000 m³

LIQUEFAZIONE

Interferenza con l'ES
37 ○ Interferente con l'ES ○ Non interferente
38 Distanza minima (nel caso di non interferenza) m

Indizi rilevatori
39 ☐ Fontanelle di sabbia | 40 ☐ Vulcanetti di sabbia
41 ☐ Fratture nel terreno con (o senza) fuoriuscita di sabbia | 42 ☐ Fuoriuscita di sabbia da pozzi/tombini
43 ☐ Efflusso superficiale di acqua | 44 ☐ Altro

Caratteristiche geometriche
45 Superficie interessata m²
46 Cedimenti verticali lungo le eventuali fratture cm
47 Espansioni laterali cm

FAGLIAZIONE SUPERFICIALE

Interferenza con l'ES
48 ○ Interferente con l'ES ○ Non interferente
49 Traccia della faglia a distanza minima (nel caso di non interferenza) m
50 Interferente con elementi associati alla faglia principale

Posizione dell'ES rispetto alla faglia
51 L'ES, se non interferente, è su: ○ *Hanging wall* della faglia ○ *Footwall* della faglia ○ Non definibile
52 Massimo rigetto morfologico osservato lungo la faglia principale cm

CEDIMENTO DIFFERENZIALE

Interferenza con l'ES
53 ○ Interferente con l'ES tra parti dell'edificio strutturalmente connesse
○ Interferente con l'ES tra parti dell'edificio strutturalmente indipendenti
○ Non interferente
54 Distanza minima (nel caso di non interferenza) m

Caratteristiche del contatto
55 ○ Stratigrafico
○ Contatto per faglia

COLLASSO DI CAVITÀ SOTTERRANEA

Interferenza con l'ES
56 ○ Interferente con l'ES ○ Non interferente
57 Distanza minima (nel caso di non interferenza) m

Caratteristiche
58 Profondità del fondo della cavità stimata o presunta ○ < 3m ○ tra 3 e 7m ○ > 7m ○ non stimabile
59 Stima della superficie interessata dagli effetti dei collassi di cavità m²

Fig. 1 – Esempio di stralcio della Scheda GEO. La scheda riportata è quella riferita agli edifici strategici.

infrastrutture strategiche, parte comune alla prima sezione delle schede CLE,
- la sezione 2 è relativa alla descrizione degli effetti ambientali eventualmente indotti dal sisma,
- la sezione 3 è destinata ad ospitare le indicazioni sintetiche relative all'accessibilità e alla criticità del sito dal punto di vista geologico e geotecnico (fenomeni di deformazione permanente indotti dal sisma),

Tab. 1 - Esempio di informazioni della Scheda GEO. Sez 3: Condizioni di accessibilità al sito.

Sezione PEG3 - CONDIZIONI DI ACCESSIBILITÀ E DI CRITICITÀ DEL SITO	
ACCESSIBILITÀ	- Accessibile
	- Accessibile con interventi di immediata realizzabilità
	- Accessibile con interventi di non immediata realizzabilità
CRITICITÀ DEL SITO	- Elevata
	- Media
	- Bassa/nulla

- nella sezione 4 si propongono eventuali interventi immediati per il ripristino dell'accessibilità e la risoluzione delle criticità geologiche e geotecniche,
- nella sezione 5 infine si esprime un giudizio sintetico finale sulla fruibilità dell'edificio strategico dal punto di vista geologico e geotecnico, redatto sulla base delle sezioni 3 e 4.

Tab. 2 - Esempio di informazioni della Scheda GEO. Sez. 5: Giudizio sintetico finale.

Sezione PEG5 - GIUDIZIO SINTETICO FINALE	
FRUIBILITÀ	Immediata
	Possibile con interventi "leggeri" (realizzabili in 1-5 giorni)
	Possibile con interventi "medi" (realizzabili in 5-10 giorni)
	Possibile con interventi "pesanti" (realizzabili in più di 10 giorni)
	Non compatibile con i tempi della prima emergenza (30 giorni)
	La fruibilità è stata seriamente compromessa dal sisma ma non da effetti dell'ambiente indotti dal sisma

Un prototipo delle schede è stato utilizzato e validato durante un'esercitazione di protezione civile svolta nella Regione Basilicata.

Oltre alla definizione anche grafica delle schede il lavoro del gruppo interistituzionale ha raggiunto altri risultati che sono:

a. descrizione degli ambiti di utilizzo delle schede,
b. possibilità di definizione di un quadro generale (entro poche ore) degli effetti sul territorio, dovuti all'evento, che interessano gli elementi per la gestione dell'emergenza sopra elencati,
c. individuazione delle priorità (rispetto all'intero territorio) di immediato intervento in funzione del rischio residuo e dell'impatto sul sistema di risposta territoriale,
d. individuazione delle maggiori criticità,
e. prime indicazioni utili alla risoluzione o alla riduzione delle criticità,
f. individuazione degli elementi descrittivi geologici e geotecnici per un'appendice della Scheda Aedes utilizzata in abito post-sismico per il rilievo del danno agli edifici e per la

conseguente agibilità (sezioni 7 e 8)

g. descrizione efficace degli elementi geologici e geotecnici indispensabili per un giudizio sull'immediata fruibilità dell'elemento funzionale all'emergenza in esame, fornito con dati e forme lessicali comprensibili
h. indicazioni su eventuali indagini per dettagliare meglio l'effetto sul territorio o mitigare le incertezze,

Nell'ambito della procedura pre-evento è prevista l'informatizzazione delle schede e la progettazione e realizzazione di un sistema di archiviazione delle informazioni

Procedura di utilizzo delle Schede GEO. Nell'ambito dei lavori del gruppo di lavoro si è anche stabilita una procedura di utilizzo delle schede nella fase di prima emergenza.

La procedura è divisa in due parti: una serie di azioni da effettuare in fase di preparazione pre evento (durante la stesura della CLE) e un'altra serie che prevede il vero e proprio intervento in emergenza.

La sezione 1 delle schede dovrà essere compilata durante le procedure pre evento. Le sezioni 2-3-4-5 saranno compilate durante i sopralluoghi post evento entro 6-12 ore dall'evento.

Di seguito si riportano le azioni della procedura post evento:

1) sulla base dello scenario dell'evento, il DPC allerta il Referente della Regione interessate interessata al sisma, e comunica/trasmette i dati di scenario;
2) il Referente della Regione, sulla base dello scenario dell'evento ricevuto da DPC e ulteriori informazioni in suo possesso, quantifica il numero di squadre di tecnici (1 geologo, 1 ingegnere geotecnico e 1 ingegnere strutturista) da attivare e sulla base della dislocazione geografica dei tecnici disponibili rispetto allo scenario di evento, ottimizza i sopralluoghi;
3) la squadra conferma la disponibilità all'immediata attivazione; in caso di mancata conferma (di entrambi i membri della squadra o di uno solo componente), il Referente della Regione attiva la squadra alternativa sulla base della vicinanza geografica;
4) la squadra esperisce, secondo criteri di priorità prestabiliti dal Referente della Regione, i sopralluoghi assegnati, comunicando immediatamente al Referente il giudizio sintetico finale (sezione 5) per ogni elemento del sistema di emergenza e trasmettendo, subito dopo, la scheda compilata in formato elettronico;
5) la squadra conserva le schede cartacee compilate durante i sopralluoghi;
6) la squadra, con l'assenso del Referente della Regione, sulla base della valutazione delle schede pervenute:
   a. informa immediatamente i sindaci di eventuali gravi criticità che possono condizionare l'utilizzo della struttura di emergenza oggetto della scheda,
   b. informa la competente struttura di gestione dell'emergenza rispetto a immediate necessità di intervento per la rimozione di rischio per la pubblica incolumità,
   c. inserisce nel database la scheda compilata per le sezioni 2/3/4/5/ (la sezione 1 dovrebbero già essere compilate);
7) la squadra, al termine di tutti i sopralluoghi assegnati, porta le schede cartacee nella sede del Referente della Regione;
8) il Referente della Regione, dopo aver controllato la piena corrispondenza della scheda cartacea con quella informatica, archivia anche la scheda cartacea.

Conclusioni e criticità. La predisposizione della presente scheda ha rappresentato un primo importante passo verso la realizzazione di un sistema integrato di rilevamento di oggetti territoriali; lo stesso sistema integrato può costituire elemento valutativo in diversi settori disciplinari.

In questo caso, l'obiettivo che si è dato il gruppo di lavoro Schede GEO era quello di integrare il set informativo riguardante le pericolosità geologiche e geotecniche, andando a evidenziare tutte le relazioni esistenti con il set informativo a suo tempo predisposto per l'analisi della CLE. Il metodo già proposto in altri progetti (es. integrazione dei dati di microzonazione sismica

con quelli dell'analisi della CLE) e qui ulteriormente consolidato ha evidenziato l'utilità di strutturare le informazioni in moduli logici predeterminati (schede): in questo modo si determinano le condizioni per il loro utilizzo in diverse condizioni, sia in campo di prevenzione, che in campo di intervento in emergenza, mantenendo comunque la necessaria flessibilità verso ulteriori integrazioni e sviluppi futuri.

L'intero procedimento adottato è stato possibile e ha dimostrato la sua efficacia grazie alla messa a punto di un sistema procedurale di rilevamento e di analisi ormai consolidato attraverso le numerose esperienze fino ad oggi effettuate per la valutazione della pericolosità sismica post-evento. Le schede predisposte, pertanto, rappresentano la razionalizzazione di tale procedimento costituendo semplici strumenti di supporto, coerenti con i tempi delle attività emergenziale e post-emergenziale.

È bene sottolineare che uno fra gli elementi di vantaggio di tali semplici strumenti operativi è dato dalla standardizzazione e dalla semplificazione degli elementi valutativi che il tecnico rilevatore si trova ad affrontare in situazioni talora estremamente complesse. Un elemento invece critico dell'intero procedimento può essere dato dalla complessità di trasposizione di tutti questi elementi informativi in un sistema di archiviazione, che ne garantisca la coerenza e la semplicità informativa con quanto rilevato e la eventuale futura rielaborazione in funzione di criteri valutativi che potrebbero non essere ancora ben definiti in fase di rilevamento.

Il processo qui descritto evidenzia, inoltre, come la possibilità di strutturare le informazioni in maniera flessibile in funzione di obiettivi diversi, possa costituire una condizione molto vantaggiosa, nel momento in cui si debbano affrontare attività valutative afferenti a settori disciplinari completamente diversi, che vanno dalla pianificazione dell'emergenza alla valutazione del danno alla pianificazione e programmazione in generale degli interventi per la mitigazione del rischio.

Bibliografia

CLE, Condizione limite dell'emergenza; 2013: *Strategie di mitigazione del rischio sismico e pianificazione*. Urbanistica Dossier. 13, anno XVII. INU Edizioni.

Decreto del capo Dipartimento della Protezione Civile n. 828 del 5 marzo 2012. *Istituzione gruppo di lavoro Schede GEO*.

http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/cle.wp

http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/microzonazione.wp

ICMS, Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Cd-rom.

LA METODOLOGIA SMAV PER LA VALUTAZIONE SPEDITIVA DELL'OPERATIVITÀ STRUTTURALE DEGLI EDIFICI STRATEGICI

F. Mori[1], D. Spina[2], G. Acunzo[1]
[1] CNR-IGAG, Roma
[2] Dipartimento della Protezione Civile, Roma

Premessa. Con l'applicazione dell'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) in molti comuni, sono emerse le prime esigenze di predisposizione di metodi e procedure finalizzati a ottimizzare i percorsi valutativi dei sistemi di gestione dell'emergenza. Fra questi, con maggiore urgenza, ricadono quelli volti a valutare le priorità di intervento per la messa in sicurezza degli edifici strategici.

Infatti, da una prima analisi sulle verifiche degli edifici strategici avviata a seguito dell'emanazione dell'OPCM 3274/2003 emerge che, il patrimonio sul quale intervenire è decisamente cospicuo (circa 40.000 edifici rilevati ai quali aggiungerne ulteriori 20.000, stimati, ancora da rilevare). Tale patrimonio include tutto ciò che viene definito all'interno del Decreto del Capo Dipartimento della protezione civile del 21 ottobre 2003, n. 3685 e, quindi, tutto ciò che "assume rilievo fondamentale per le finalità di protezione civile" e non solo per la gestione dell'emergenza.

E' evidente che su tali numeri, rilevamenti di maggior dettaglio, anche solo finalizzati a formare graduatorie e priorità di intervento, possono diventare complessi e con costi proibitivi, a meno di ulteriori selezioni in termini di funzioni.

Con la metodologia dell'analisi della CLE (versione 2.0)[1] viene introdotta una codifica specifica per tre edifici strategici ritenuti fondamentali per il sistema di gestione dell'emergenza: il coordinamento degli interventi, il soccorso sanitario e l'intervento operativo. Ciò in coerenza con l'obiettivo di fondo dell'analisi della CLE: analizzare il più generale sistema strategico di protezione civile per i soli aspetti specifici riguardanti la gestione dell'emergenza, a partire da quanto definito e riportato nel piano di protezione civile.

Nell'ambito delle attività di supporto e monitoraggio alla MS e alla CLE da parte del Dipartimento di protezione civile in accordo con il CNR-IGAG, si adotta questa selezione di edifici come sottoinsieme prioritario su cui applicare una metodologia speditiva per valutare l'operatività strutturale. L'obiettivo generale è, quindi, quello di avere una graduatoria per gli edifici strategici finalizzati alla gestione dell'emergenza, tali da costituire una rete territoriale a copertura nazionale, possibilmente tenendo conto di bacini di utenza oltre una certa soglia dimensionale (per questo vengono incentivate analisi per Unioni di comuni), al fine di evitare squilibri e sprechi di risorse.

Nel predisporre la metodologia si è tenuto conto della semplicità applicativa, della modularità e della standardizzazione della procedura, al fine di poterla estendere in diversi contesti e consentire la sua applicazione anche da parte di strutture tecniche regionali, pur mantenendo la confrontabilità su scala nazionale.

Nel capitolo 1 vengono descritti gli obiettivi e lo schema procedurale.

Nel capitolo 2 vengono descritte in dettaglio la metodologia e le fasi operative.

Nel capitolo 3 vengono descritte alcune specifiche sulle modalità esecutive delle misure di vibrazione sull'edificio. Infine sono riportati due esempi di validazione della metodologia con dati sperimentali, un confronto con una valutazione di vulnerabilità sismica condotta nel rispetto delle NTC08 e due esempi applicativi a due edifici strategici facenti parte della CLE di Faenza.

Tutto ciò rappresenta lo sviluppo di quanto contenuto in "Un metodo sperimentale per la valutazione dell'operatività di un edificio strategico che tenga conto della risposta sismica locale" di Spina *et al*. (2013).

1 http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/standard_analisi_cle.wp

Obiettivi. La presente metodologia viene applicata per la mitigazione del rischio sismico nell'ambito dell'analisi della Condizione Limite dell'Emergenza (CLE) e degli studi di Microzonazione Sismica (MS) attualmente in corso di realizzazione in Italia.

Gli edifici strategici selezionati per l'applicazione saranno quelli riferiti alle tre funzioni fondamentali:

- coordinamento degli interventi
- soccorso sanitario
- intervento operativo.

Obiettivo della metodologia è di valutare l'operatività strutturale degli edifici strategici che fanno parte del sistema di gestione dell'emergenza al fine di definire le priorità di intervento per il miglioramento o l'adeguamento sismico.

La metodologia proposta si fonda sull'identificazione delle specifiche proprietà dinamiche dell'edificio e del terreno di fondazione tramite misure di vibrazioni prodotte da sorgenti ambientali.

I parametri modali sono estratti dalle misure utilizzando la tecnica nota come *Operational Modal Analisys* (OMA).

Un modello matematico spaziale dell'edificio che prevede la riproduzione della cinematica di piano secondo una suddivisione ideale della planimetria in rettangoli a comportamento rigido e massa concentrata, permette di eseguire un'analisi lineare dinamica come prevista al 7.3.3.1 delle NTC08 al fine di prevedere la risposta sismica dell'edificio e determinare l'Indice di Operatività strutturale (IOPS).

Le attività si sviluppano in 3 fasi:

- misure sperimentali *in situ* sul terreno di fondazione e sull'edificio (Fase I);
- previsione della risposta sismica dell'edificio con modello matematico (Fase II);
- individuazione dell'Indice di operatività strutturale dell'edificio (IOPS) e della Classe di Operatività Strutturale (COPS) (Fase III).

La metodologia SMAV *(Seismic Model from Ambient Vibrations)***.** La prima fase prevede le misure sperimentali in situ sul terreno di fondazione e sull'edificio. Per le misure di rumore sul terreno viene utilizzato un sensore velocimetrico a tre componenti a bassa frequenza propria, che consente di investigare con accuratezza l'intervallo di frequenza 0,2-30 Hz. Tale intervallo contiene ampiamente i valori di frequenza di interesse ingegneristico.

Le misure vengono effettuate intorno all'edificio, in numero sufficiente a coprire l'intero perimetro, in condizioni *free field* e tenendosi, se possibile, ad una distanza dall'edificio pari almeno alla sua altezza.

Per quanto riguarda le misure di rumore ambientale sull'edificio potranno essere utilizzati i sensori velocimetrici del tipo già descritti, oppure accelerometri. Se si utilizzano accelerometri essi potranno essere sia di tipo "force-balance" che piezoelettrici o capacitivi, con fondo scala non superiore a 2.0 g e dinamica uguale o superiore a 140 dB nell'intervallo 0.5- 20 Hz a cui corrisponde un potere di risoluzione almeno pari a 2 μg. In ogni caso il sistema di misura dovrà essere dotato di convertitore Analogico-Digitale a 24 bit o superiore.

L'architettura del sistema di misura dell'edificio è semplice, in quanto costituita da almeno due terne accelerometriche per ogni rettangolo in cui è idealmente suddivisa la pianta dell'edificio disposte negli angoli di estremità dei suddetti rettangoli.

Le misure dovranno essere eseguite su tutti gli impalcati delle struttura registrando le vibrazioni nelle due direzioni principali dell'edificio (X e Y) in almeno due punti per ogni rettangolo in cui è stata suddivisa la pianta. La disposizione sarà mantenuta se possibile inalterata per tutti gli impalcati a meno di significative variazioni della pianta lungo l'altezza. I sensori potranno essere semplicemente appoggiati, se dotati di sufficiente massa e di opportune basi di appoggio, oppure fissati alla struttura mediante incollaggio o unione di tipo meccanico.

Non è necessario eseguire le misure relative a tutti gli impalcati contemporaneamente, ma si potranno effettuare più registrazioni in diverse configurazioni, purché in tutte le configurazioni

i sensori di almeno un impalcato (possibilmente quello al livello più elevato) siano sempre presenti.

Per ciascuna configurazione i dati relativi ai diversi punti di misura dovranno essere sincronizzati o attraverso un collegamento via cavo ad un'unica centralina di conversione A/D e acquisizione, o attraverso il tempo assoluto GPS associato a ciascun segnale.

Si effettuerà almeno una registrazione di rumore ambientale per ciascuna configurazione della durata non inferiore a 1800 s e con una frequenza di campionamento uguale o superiore a 100 Hz.

La *seconda fase* consiste nella previsione della risposta sismica dell'edificio strategico previa definizione dell'input sismico sotto forma di spettro di risposta.

Se l'edificio in esame è situato in un centro abitato nel quale è stato condotto uno studio di microzonazione sismica di livello MS2 o MS3, è possibile utilizzare lo spettro di risposta che caratterizza la microzona nella quale è costruito l'edificio stesso.

Se la microzonazione sismica non è disponibile, si effettua un'analisi di risposta sismica locale sulla base di un modello di sottosuolo monodimensionale definito con parametri geologici e geofisici. La validazione di tale modello avviene attraverso i dati ricavati dalle misure sul terreno.

La previsione della risposta sismica dell'edificio avviene con l'identificazione dei parametri modali sperimentali della struttura e con un modello matematico.

Le deformate modali globali dell'edificio vengono ricostruite a partire dalle singole configurazioni parziali, grazie al riferimento degli accelerometri fissi.

L'affidabilità dei parametri sperimentali è valutata attraverso una serie di indici. Sulla base di tali indicazioni le deformate modali possono essere corrette in modo da migliorare il modello matematico.

Il modello matematico dell'edificio è basato sull'ipotesi di piano suddiviso idealmente in rettangoli a comportamento rigido e massa concentrata assicurando comunque la congruenza degli spostamenti nei punti comuni a più rettangoli. La matrice di massa è costruita sulla base della geometria planimetrica dei rettangoli costituenti idealmente la pianta ai diversi impalcati e della distribuzione delle murature/tamponature .

I coefficienti di partecipazione e le masse modali sono calcolati a partire dalla matrice di massa e dalle deformate sperimentali definite in termini di traslazioni e rotazioni dei rettangoli.

Il modello matematico sviluppato consente di ricostruire la fisica spaziale dell'edificio in termini di accelerazioni e spostamenti controllando le percentuali di massa partecipante nelle due direzioni principali e l'eventuale errore introdotto dall'ipotesi cinematica assunta.

La *terza* fase prevede la valutazione dell'operatività strutturale dell'edificio strategico.

Il requisito prestazionale imposto all'edificio strategico a seguito del terremoto è quello dell'operatività strutturale corrispondente allo Stato Limite di Danno SLD, ovvero "la costruzione nel suo complesso subisce danni tali da non mettere a rischio gli utenti e da non compromettere significativamente la capacità di resistenza e di rigidità nei confronti delle azioni verticali ed orizzontali, mantenendosi immediatamente utilizzabile pur nell'interruzione d'uso di parte delle apparecchiature."

La valutazione dell'operatività strutturale viene condotta in relazione a due tipi di evento di diversa severità:

1. evento con T=475 anni, caratterizzato da una probabilità di superamento del 10% in 475 anni (si assume una classe d'uso II);
2. evento con T=101 anni, caratterizzato da una probabilità di superamento del 63% in 101 anni (si assume una classe d'uso IV).

La valutazione legata all'evento 1. scaturisce dalla definizione della CLE dove viene specificato che l'edificio strategico deve rimanere operativo a fronte dell'interruzione delle funzioni residenziali (per tale motivo si assume che l'edificio strategico abbia la stessa vita nominale degli edifici residenziali).

La valutazione legata all'evento 2. risponde invece a quanto prescritto da NTC08 per la verifica di edifici strategici allo SLD.

Come previsto nella pratica ingegneristica, per la valutazione relativa all'evento 1. si utilizza come input sismico lo spettro di risposta anelastico mentre per la valutazione relativa all'evento 2. lo spettro di risposta elastico. Per quanto riguarda lo spettro di risposta anelastico si assume una duttilità pari a 3. Nel caso di MS3 o risposta sismica locale si opera direttamente con lo spettro di risposta in spostamento ottenuto come media degli spettri anelastici in spostamento a duttilità costante del set di accelerogrammi in superficie fornito, mentre nel caso di analisi di normativa si opera con lo spettro di risposta di progetto in accelerazione assumendo fattore di struttura pari a 2,25 e valutando gli spostamenti secondo 7.3.3.3 di NTC08.

L'indice di Operatività strutturale (IOPS) e la Classe di Operatività Strutturale (COPS). Il risultato finale è fornito in termini di un Indice di Operatività Strutturale (IOPS) per i due eventi sopra riportati e di una Classe di Operatività Strutturale (COPS).

L'Indice di Operatività Strutturale *(IOPS)* è definito come il rapporto tra un valore soglia di drift di piano IDR che segna il raggiungimento della condizione di danno accettata ed il massimo drift di piano calcolato da SMAV.

$$IOPS = \frac{IDR_{LIMITE}}{\max(IDR_{SMAV})}$$

In relazione ai due tipi di evento si calcolano due differenti indici: $IOPS_{475}$ e $IOPS_{101}$.

La Classe di Operatività Strutturale (*COPS*) è così definita:

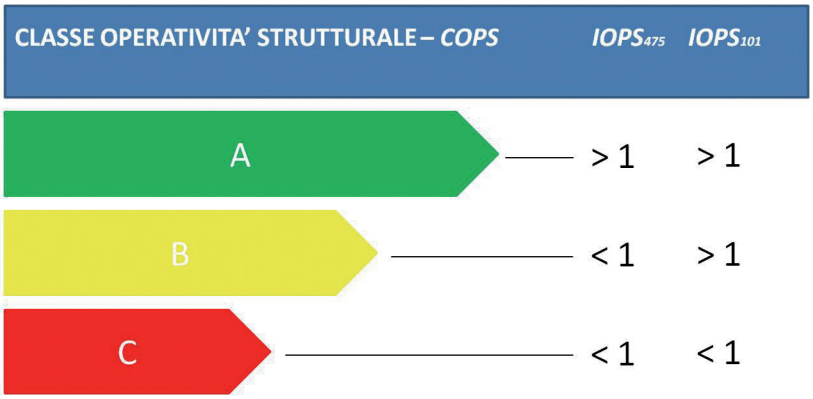


Fig. 1 – Definizione delle Classi di Operatività Strutturale (COPS).

Perché SMAV per la valutazione degli edifici strategici. La metodologia SMAV unisce l'elevato grado di affidabilità dell'identificazione modale con tecnica OMA alla versatilità del modello matematico implementato in grado di cogliere le variazioni delle frequenze proprie dell'edificio in funzione del livello di scuotimento e svolgere un'analisi dinamica lineare nel rispetto delle NTC08.

Dovendo prevedere la risposta dinamica della struttura in campo lineare (fino al grado di danneggiamento corrispondente allo SLD), è essenziale cogliere con la maggiore precisione possibile le frequenze proprie e poter seguire la loro evoluzione fino alle soglie limite di drift di piano che segnano l'inizio del danneggiamento.

SMAV è stato sviluppato nel rispetto di questi due aspetti fondamentali:

- l'identificazione delle frequenze proprie è assicurata dalla precisione della tecnica OMA;
- la variazione delle frequenze al crescere dello scuotimento è presa in considerazione tramite curve di letteratura che mettono in relazione il drop di frequenza (massima variazione di

frequenza durante il sisma rispetto a quella identificata da prove di rumore ambientale) con il drift di piano.

Di seguito in Fig. 2 sono rappresentate le curve di letteratura implementate in SMAV per gli edifici in cemento armato e per quelli in muratura. I punti rossi sono rappresentativi di uno studio condotto su un campione di edifici dell'Osservatorio Sismico delle strutture (OSS)[2], (28 edifici in c.a. e 18 edifici in muratura).

Per ogni struttura e per il terremoto di maggiore intensità registrato dal sistema di monitoraggio permanente è stata analizzata la variazione di frequenza rispetto alla frequenza identificata dalle prove ambientali e messa in correlazione con il massimo drift di piano.

Tramite queste curve SMAV è in grado di calcolare i drift di piano per mezzo di una procedura iterativa.

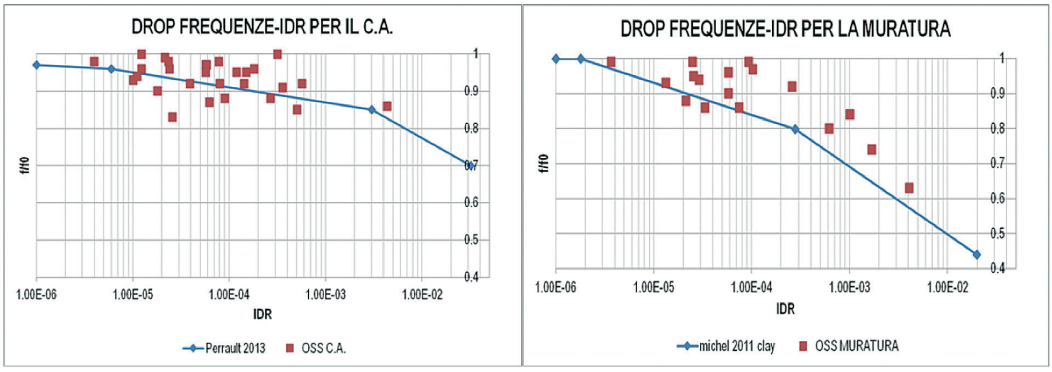


Fig. 2 – Relazioni drop di frequenza - drift di piano assunte per edifici in c.a. e muratura.

Inoltre è importante sottolineare che SMAV, oltre all'IOPS, fornisce:

- la percentuale di massa partecipante nelle due direzioni;
- un indice che misura il grado di approssimazione del modello cinematico adottato;
- la distribuzione dei drift di piano in ogni punto dell'edificio;
- la percentuale di abbattimento delle frequenze iniziali (dalle prove ambientali) in funzione del *drift* massimo raggiunto (sulla base delle curve di letteratura);
- i valori massimi di taglio alla base nelle due direzioni rapportate al peso totale (Cx/W;Cy/W);
- il valore di duttilità media con il controllo del limite massimo previsto al 7.3.3.3 delle NTC08.

Esempi di validazione della metodologia SMAV con i dati dell'OSS. La validazione della metodologia SMAV è avvenuta utilizzando i dati sperimentali dell'Osservatorio Sismico delle strutture (OSS), la Rete di monitoraggio sismico permanente del Dipartimento della Protezione Civile che monitora le oscillazioni causate dal terremoto in 133 edifici pubblici (48% scuole, 22% municipi, 12% ospedali, 18% altre tipologie), 7 ponti ed 1 diga.

La metodologia SMAV è stata ad oggi applicata su dieci edifici dell'OSS. A titolo di esempio si illustrano due casi: il primo relativo all'Istituto Comprensivo S. Benedetto di Norcia ed il secondo relativo alla Scuola Secondaria di I grado "Lorenzo de' Medici"di Barberino di Mugello. In quest'ultimo caso il modello matematico è stato generalizzato assumendo un comportamento rigido non nella pianta complessiva dell'edificio ma di ogni singolo rettangolo in cui la pianta viene suddivisa.

Per l'evento sismico di maggiore intensità registrato dal sistema di monitoraggio permanente è stata applicata la metodologia SMAV e confrontati i drift di piano previsti con quelli

2 http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/osservatorio.wp

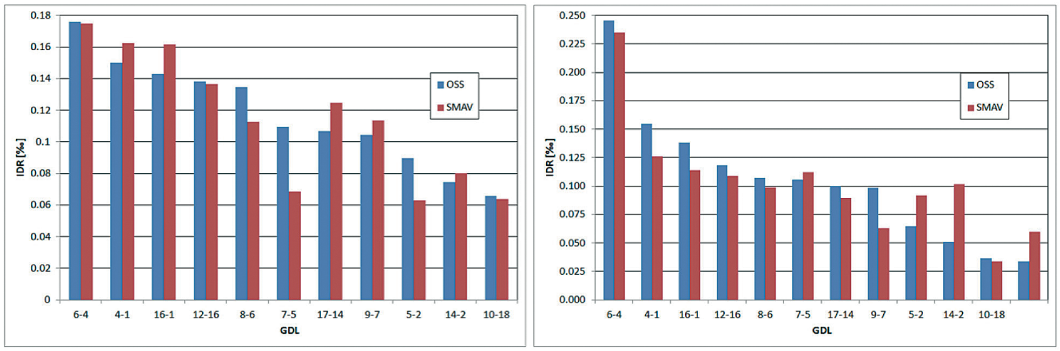


Fig. 3 – Confronto tra i drift di piano sperimentali OSS e quelli previsti da SMAV.

sperimentali come mostrato in Fig. 3 (a sinistra il caso di Norcia e a destra quello di Barberino di Mugello).

Confronto tra metodologia SMAV e software commerciale. Di seguito si riportano i risultati finali di verifica di operatività strutturale sul Municipio di Gioia dei Marsi (edificio in muratura facente parte dell'OSS) ottenuti da un lato con il software 3Muri© e dall'altro con la metodologia SMAV. Per rendere possibile il confronto con SMAV, dall'output di 3Muri è stato ricavato l'IOPS come la media, per le 24 analisi, del rapporto tra lo spostamento limite allo SLD (Dd) e lo spostamento massimo del nodo di controllo.

Tab. 1 - Confronto tra gli IOPS ricavati con 3Muri e quelli ottenuti con SMAV.

INPUT SISMICO	IOPS (3Muri)	IOPS (SMAV)
NTC08 SLD (cu=2)	1,83	2,21
NTC08 SLV (cu=2)	0,64	0,53

Il confronto effettuato evidenzia come i risultati della metodologia SMAV in termini di Indici di Operatività Strutturale (IOPS) risultano numericamente in accordo con quelli ottenuti con il software 3Muri. Questi ultimi sono stati ottenuti a seguito di:

- raggiungimento di un livello di conoscenza approfondito (LC2) della struttura che consiste nella verifica estesa ed esaustiva dei dettagli costruttivi e nell'esecuzione estesa di indagini sui materiali;
- calibrazione del modello sulla base del'identificazione modale con tecnica OMA;
- analisi statica non lineare.

Il sostanziale accordo numerico degli indici di valutazione di SMAV con quelli ampiamente riconosciuti nella pratica ingegneristica e caratterizzati da un onere computazionale e di indagini non indifferente, evidenzia l'elevato grado di affidabilità della metodologia speditiva proposta.

Esempi applicativi della metodologia SMAV su edifici strategici della CLE. *CLE di Faenza – Soccorso Sanitario - Casa di cura San Pier Damiano*. Descrizione della struttura: a telai in c.a. con pianta a T e 5 piani fuori terra. Vedi Tab. 2.

Tab. 2 - Valutazione dell'operatività strutturale dell'edificio con funzione soccorso sanitario.

AZIONE SISMICA	$IOPS_{475}$	$IOPS_{101}$	COPS
NTC08	0,64	1,36	B
MS3	0,92	1,68	B

CLE di Faenza - Intervento operativo – Uffici del 118. Descrizione della struttura: a telai in c.a. con pianta rettangolare e 2 piani fuori terra. Vedi Tab. 3.

Tab. 3 - Valutazione dell'operatività strutturale dell'edificio con funzione intervento operativo.

AZIONE SISMICA	$IOPS_{475}$	$IOPS_{101}$	COPS
NTC08	2,67	11,7	A
MS3	6,22	13,3	A

Conclusioni e sviluppi futuri. E' stata presentata una metodologia speditiva per la valutazione dell'operatività strutturale degli edifici strategici richiamando le basi teoriche ed illustrando dettagliatamente la procedura applicativa. L'utilizzo dei dati sperimentali dell'OSS ha permesso la validazione della metodologia attraverso due casi studio che mostrano la capacità di SMAV di riprodurre la distribuzione spaziale dei drift ottenuti dai dati sperimentali. L'affidabilità della metodologia è stata ulteriormente validata attraverso il confronto con la verifica di operatività eseguita utilizzando le indagini previste da NTC08 ed utilizzando il software commerciale 3Muri. Infine l'applicazione di SMAV su due edifici strategici facenti parte della CLE di Faenza ha permesso di comprendere quanto l'utilizzo di input sismico da MS3/RSL possa modificare gli IOPS.

La metodologia SMAV è attualmente in corso di sperimentazione in 4 Regioni pilota su edifici facenti parte della terna di edifici strategici dei seguenti Comuni: Sansepolcro (Toscana), Bagno di Romagna (Emilia Romagna, Recanati (Marche), Pordenone (Friuli Venezia Giulia).

Bibliografia

DCDPC 1755 27/04/2012; 2012: *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.

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.

Lagomarsino S., Penna A., Galasco A., Cattari S.; 2013: *TREMURI program: an equivalent frame model for the nonlinear seismic analysis of masonry building*s, Engineering Structures, 56,1787-1799, http://dx.doi.org /10.1016/j.engstruct.2013.08.002.

Michel C., Zapico B., Lestuzzi P., Molina F. J. Weber F.; 2011: *Quantification of fundamental frequency drop for unreinforced masonry buildings from dynamic tests*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 40(11):1283–1296.

NTC08,; 2008: *Norme tecniche per le Costruzioni*. D.M. 14.1.2008.

Peeters B., Roeck G.D.; 2001: Stochastic *System Identification for Operational Modal Analysis: A Review.* "Journal of Dynamic Systems, Measurement and Control 123:659-667.

Spina D., Lamonaca B.G., Nicoletti M., Dolce M.; 2011: *Structural monitoring by the Italian Department of Civil Protection and the case of 2009 Abruzzo seismic sequence*. Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. 9, No.1.

Perrault M. ; 2013: *Evaluation de la vulnérabilité sismique de bâtiments à partir de mesures in situ*. Tesi di dottorato

Spina D., Mori F., Pagliaroli A.; 2013: *Un metodo sperimentale per la valutazione dell'operatività di un edificio strategico che tenga conto della risposta sismica locale* - Convegno GNGTS 2013.

CARATTERIZZAZIONE DEI SITI DELLE STAZIONI ACCELEROMETRICHE DEL TERRITORIO NAZIONALE

M. Moscatelli[1], E. Peronace[1], G. Naso[2], M. Coltella[1], V. Scionti[1], A. Pagliaroli[1], L. Luzi[3], F. Pacor[3], R. Puglia[3], C. Felicetta[1], D'Amico M.[3], D. Albarello[4], R. Gallipoli[5], M. Mucciarelli[6] e Gruppo di Lavoro GEORAN

[1] CNR IGAG, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Montelibretti (Roma)
[2] DPC, Dipartimento della Protezione Civile, Roma
[3] INGV-MI, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano
[4] Università di Siena, Dipartimento Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Siena
[5] CNR IMAA, Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, Tito Scalo (PZ)
[6] OGS, Osservatorio Geofisico Sperimentale, Trieste

Introduzione. Le informazioni disponibili per le postazioni delle reti accelerometriche sono generalmente insufficienti per una loro adeguata caratterizzazione sismica. L'incertezza nella caratterizzazione di dettaglio delle stazioni può avere notevoli ripercussioni sulla definizione della pericolosità sismica, a scala sia nazionale, sia locale. In particolare, un miglioramento delle conoscenze riguardanti il sottosuolo delle stazioni accelerometriche, attraverso la definizione di un modello geologico-tecnico di dettaglio, favorisce:

- una migliore interpretazione delle registrazioni;
- lo sviluppo e la revisione di leggi predittive del moto del suolo e, di conseguenza, l'aggiornamento delle mappe di pericolosità;
- una scelta più adeguata dell'input per studi di microzonazione sismica e risposta sismica locale;
- il potenziale aggiornamento delle forme spettrali di normativa e delle categorie di sottosuolo (NTC, 2008).

In questa nota sono presentati i primi risultati del progetto GEORAN, cofinanziato dal Dipartimento della Protezione Civile (Accordo DPC-CNR IGAG nell'ambito dell'Intesa operativa 621/06), il cui obiettivo è la caratterizzazione geologica, geotecnica e geofisica delle stazioni accelerometriche delle Rete Accelerometrica Nazionale (RAN), attraverso l'applicazione di un protocollo per la definizione di livelli di qualità delle informazioni disponibili per ogni sito.

Ai fini della caratterizzazione, a seguito di una prima fase di valutazione, sono state selezionate 33 stazioni accelerometriche della rete RAN classificate come A e A* (ITACA 2.0; http://itaca.mi.ingv.it; Luzi *et al*., 2008, Pacor *et al*., 2011), in accordo con le Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, 2008). In particolare, la classe A* è basata sulle informazioni geologiche di superficie, mentre la classe A si riferisce alla classificazione basata sulla misura della velocità delle onde di taglio nei primi 30 m ($V_{S,30}$).

Questa scelta è stata dettata dall'esigenza di verificare l'attendibilità della legge predittiva del moto del suolo proposta da Bindi *et al*. (2011), valida per il territorio nazionale, che utilizza i siti classificati come A e A* come siti di riferimento (assenza di amplificazione).

La caratterizzazione geologico-tecnica delle stazioni selezionate è attualmente in corso ed è stata affidata a diversi gruppi di ricerca coinvolti nel progetto. Di seguito vengono presentate: i) la procedura di caratterizzazione; ii) il protocollo per la valutazione del livello di qualità delle stazioni; iii) un esempio di applicazione alla stazione di Subiaco (Lazio).

Metodologia e fasi di lavoro. Nella prima fase del progetto sono stati definiti i criteri per la valutazione della qualità delle informazioni disponibili per le stazioni RAN.

La metodologia proposta considera come informazione di maggior rilievo la cartografia geologica, corredata da informazioni geomorfologiche e sezioni geologiche, ad una scala di dettaglio (≥ 1:10.000). Sono indispensabili inoltre, in ordine di priorità, i profili delle onde di taglio (V_S) e le frequenze di risonanza (f_0) dei siti.

Altre informazioni, quali dati geotecnici di laboratorio o in sito diversi da V_S e f_0, non sono state considerate per definire la qualità del sito.

Sulla base dei criteri sopra definiti, sono state identificate 5 classi di qualità, Q1-Q5 (Tab. 1).

Utilizzando le informazioni disponibili nel database ITACA (ITACA 2.0; http://itaca.mi.ingv.it; Luzi *et al.,* 2008; Pacor *et al.,* 2011), 112 stazioni che risultano istallate su substrato rigido (A e A*) sono state preliminarmente classificate secondo le 5 classi di qualità.

Tab. 1 - Classi di qualità delle stazioni accelerometriche.
LEGENDA. C_S10: cartografia geologica e sezioni geologiche a scala≥1:10.000. C_S: cartografia geologica e sezioni geologiche a scala<1:10.000. VS: velocità delle onde di taglio (misurate con diversi metodi). f0: frequenze di risonanza del sito (acquisite con diversi metodi).

Classe di qualità	Informazioni disponibili
Q1	$C_S_{10}+V_S+f_0$
Q2	$C_S_{10}+V_S$
Q3	$C_S_{10}+ f_0$
Q4	C_S_{10} o (V_S e/o f_0)
Q5	C_S
NC (non classificata)	-

Nella seconda fase del progetto, per le 112 stazioni selezionate è stata effettuata una raccolta di informazioni pregresse (con particolare riferimento ai nuovi studi di microzonazione sismica) ed è stata aggiornato il livello di qualità.

A tale scopo, è stata definita una procedura di acquisizione speditiva dei dati pregressi per la verifica e/o l'integrazione delle schede monografiche ITACA delle stazioni RAN. Tale procedura consiste nella raccolta e archiviazione di informazioni relative alle seguenti tematiche:

1) Topografia - verifica che la stazione sia posta su una superficie sub-orizzontale (superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media ≤ 15°), identificando una sezione topografica di riferimento.
2) Geologia - verifica che la stazione sia posta su substrato rigido, mediante il reperimento di cartografia geologica e/o geologico-tecnica, possibilmente con scala ≥ 1:10.000.
3) Indagini in sito - verifica che la stazione sia posta su substrato di riferimento mediante l'acquisizione delle indagini geognostiche e geofisiche pregresse.

Per ognuna delle 112 stazioni, , tutte le informazioni raccolte sono state elaborate e riportate in una scheda di sintesi (Tab. 2).

Nella terza fase del progetto, sulla base delle nuove informazioni acquisite e del riesame delle informazioni già disponibili, si è proceduto alla revisione del livello di qualità delle stazioni e della loro ri-assegnazione alle classi A e A*. Delle 112 stazioni iniziali, sono state selezionate in prima istanza 33 stazioni (Tab. 3), classificate come A e A* e con livello di qualità Q>1. Le 33 stazioni sono attualmente oggetto di approfondimenti da parte dei diversi gruppi di ricerca, ai fini della loro caratterizzazione geologico-tecnica e per migliorarne il livello di qualità. Per tali stazioni, sono in fase di esecuzione indagini di campagna, quali rilevamento geologico-tecnico (scala ≥ 1:10.000) e misure geofisiche (per la stima di f_0 e del profilo di V_S), finalizzate alla ricostruzione dei modelli geologico-tecnici di sottosuolo.

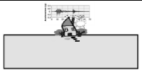
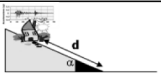
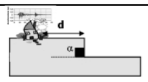
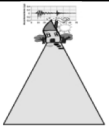
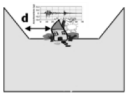
Il rilevamento geologico-tecnico, in particolare, è realizzato secondo le indicazioni delle "Linee guida per l'elaborazione della carta e delle sezioni geologico tecniche per la microzonazione sismica (CGT_MS)", di prossima pubblicazione da parte della Commissione tecnica per la microzonazione sismica (CTMS 2013a). Le informazioni utilizzate per la realizzazione della carta geologico-tecnica sono codificate e archiviate secondo gli "Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica" della Microzonazione Simica - versione 3.0" (CTMS, 2013b).

Le misure geofisiche sono in corso di elaborazione e i metodi adottati dai diversi gruppi sono sia di tipo "passivo" e sia di tipo "attivo". Per un approfondimento sulle tecniche generalmente utilizzate per la caratterizzazione geofisica si rimanda ai *deliverable* D6 e D7 del Progetto INGV-DPC S4 (2007-2009, http://esse4.mi.ingv.it/).

Nel paragrafo successivo viene descritto un esempio di applicazione della metodologia di caratterizzazione per la stazione di Subiaco (SBC).

Tab. 2 - Scheda riassuntiva delle informazioni pregresse disponibili per le 112 stazioni accelerometriche selezionate.

CodiceRete_Codice Stazione	**NOME STAZIONE**	**DATA COMPILAZIONE**	**NOME COMPILATORE**	**CLASSE DI QUALITA' DA MONOGRAFIA**	**CLASSE DI QUALITA' ATTUALE**	**CAT.**

TOPOGRAFIA	SCHEMA TIPO	
CodiceRete_Codice Stazione_1	Pianura, altopiano o versante con angolo di acclività $\alpha < 30°$, grande piana alluvionale e costiera, piane deltizie, piane occupate da estuari (il limite della piana è lontano più di 1 km)	
CodiceRete_Codice Stazione_2	Versante (angolo di acclività $\alpha \geq 30°$ e $\alpha < 60°$)	
CodiceRete_Codice Stazione_3	Rupe con parete a forte acclività (angolo di acclività $\alpha \geq 60°$) o orlo di terrazzo	
CodiceRete_Codice Stazione_4	Cresta allungata o cima	
CodiceRete_Codice Stazione_5	Valle stretta (ampia meno di 1 km)	

CARTA GEOLOGICA	FONTE	SCALA	Rappresentatività sottosuolo
CodiceRete_Codice Stazione_CG			

NOME SONDAGGIO GEOGNOSTICO	FONTE	DISTANZA DALLA STAZIONE (m)	Rappresentatività sottosuolo
CodiceRete_Codice Stazione_S1			
CodiceRete_Codice Stazione_Sn			

NOME INDAGINE GEOFISICA	FONTE	PARAMETRO (V_s o f_0)	TIPO ACQUISIZIONE	DISTANZA DALLA STAZIONE (m)	Rappresentatività sottosuolo
CodiceRete_Codice Stazione_GF1					
CodiceRete_Codice Stazione_GFn					

Note	**CodiceRete_Codice Stazione**

Esempio di applicazione. La stazione accelerometrica di Subiaco (SBC), è stata scelta come esempio per illustrare tutta la metodologia proposta nel precedente paragrafo.

La stazione è ubicata a sud del centro abitato di Subiaco (Provincia di Roma) lungo un versante in rocce carbonatiche esposto a settentrione.

Tab. 3 - Tabella riassuntiva delle informazioni disponibili per le 33 stazioni classificate A e della classe di qualità, assegnata alla luce delle informazioni pregresse disponibili.
LEGENDA. Nel campo "Carta geologica", il valore numerico indica la scala della carta (es. 10=1:10.000). VS: velocità delle onde di taglio (CH: Cross-Hole; ESAC: Extended Spatial Autocorrelation; MASW: Multichannel Analysis Surface Waves); f0: frequenza fondamentale (1: presente, 0: assente).

Codice ITACA 2.0	Nome	Carta geologica	VS	f0	Classe di qualità (Q)
ALT	AULETTA (PETINA)	50	CH	0	Q4
AVT	AVETRANA	50	0	0	Q5
BRC	BARCIS	50	0	0	Q5
CFL	CEFALU	50	0	1	Q4
CME	CAMAIORE	10	0	0	Q4
CRL	CORLEONE	25	0	0	Q5
CRV	CAROVIGNO	50	0	0	Q5
CVM	CIVITELLA MARITTIMA	10	0	0	Q4
GNU	GIANO NELLUMBRIA	10	0	0	Q4
GSM	GIOIOSA MAREA	25	0	1	Q4
LNT	LENTINI	10	0	1	Q3
LSP	LA SPEZIA	10	0	1	Q3
LSS	LEONESSA (NUOVA)	20	0	1	Q4
LVR	LIVORNO	10	0	1	Q3
MCN	MORCONE	100	0	0	Q5
MND	MANFREDONIA	5	0	1	Q3
MNF	MONTE FIEGNI (FIASTRA)	50	0	0	Q5
MNN	MANFREDONIA	5	0	1	Q3
MNT	MONTICIANO	10	0	0	Q4
MRA	MARATEA	25	ESAC	1	Q4
ORP	ORSARA DI PUGLIA	5	0	1	Q3
PPL1	PORTOPALO DI CAPO PASSERO 1	20	0	0	Q5
RGS	RAGUSA	100	MASW	1	Q4
SBC	SUBIACO	100	0	1	Q4
SCS	S. CESAREA TERME	25	0	0	Q5
SDG	SANNICANDRO GARGANICO	5	0	1	Q3
SDV	S. DORLIGO DELLA VALLE	50	0	0	Q5
SLO	SELLANO	10	0	0	Q4
SPM	SPOLETO (MONTELUCO)	10	0	0	Q4
SRC	SIRACUSA	10	0	1	Q3
SUS	SUSA	10	0	0	Q4
TGG	TREGNAGO (COLLINA)	10	0	1	Q3
VSD	VIESTE (DANTE)	5	0	1	Q3

La prima fase del lavoro ha riguardato la consultazione dei dati riportati nella scheda monografica della stazione, estratta dal database ITACA (http://itaca.mi.ingv.it; Luzi *et al.*, 2008; Pacor *et al.*, 2011). Nello specifico, la monografia di Subiaco, riporta: i) informazioni relative all'ubicazione geografica, ii) caratteristiche topografiche, iii) geomorfologia del sito, iv) geologia (Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000). Nella monografia della stazione, secondo i criteri di EC8 (EN 1998-1, 2005) e NTC08 (NTC, 2008), il sito viene classificato in classe di suolo A* ($V_{S,30}$ >800 m/s, stimata sulla base delle sole caratteristiche geologiche) e in classe topografica T2, cioè collocato su un versante con angolo di inclinazione medio >15°.

I dati appena descritti sono stati quindi utilizzati per classificare la stazione secondo i livelli di qualità di Tab. 1; sulla base delle informazioni disponibili la stazione è rientrata in classe Q5.

La fase di lavoro successiva è consistita nell'acquisizione di ulteriori dati pregressi, funzionali alla verifica e all'integrazione dei dati riportati nella monografia ITACA. Una volta confermate le condizioni morfologiche del sito, mediante l'esecuzione di profili topografici su modelli digitali del terreno a passo 20 m, si è proceduto alla ricerca e alla raccolta di informazioni geologiche, geotecniche e geofisiche.

A tale scopo sono state consultate varie fonti di dati, quali portali cartografici nazionali, regionali e locali, nonché alcune banche dati sulle instabilità geologiche.

In particolare, lo studio di microzonazione sismica del Comune di Subiaco (Ferri e Sette, 2012) è stato utilizzato per reperire le informazioni sulle caratteristiche geologico-tecniche delle rocce su cui è posta la stazione. Si tratta di calcareniti e calcari biodetritici caratterizzati da una scarsa fratturazione.

I rapporti spettrali (HVRS) tra la componente orizzontale e verticale degli spettri di risposta di accelerazione (5% di smorzamento), eseguiti sui terremoti registrati dalla stazione (Progetto DPC-RELUIS 2010-2013), mostrano una curva caratterizzata da un andamento senza alcun picco evidente, tipica di un substrato rigido.

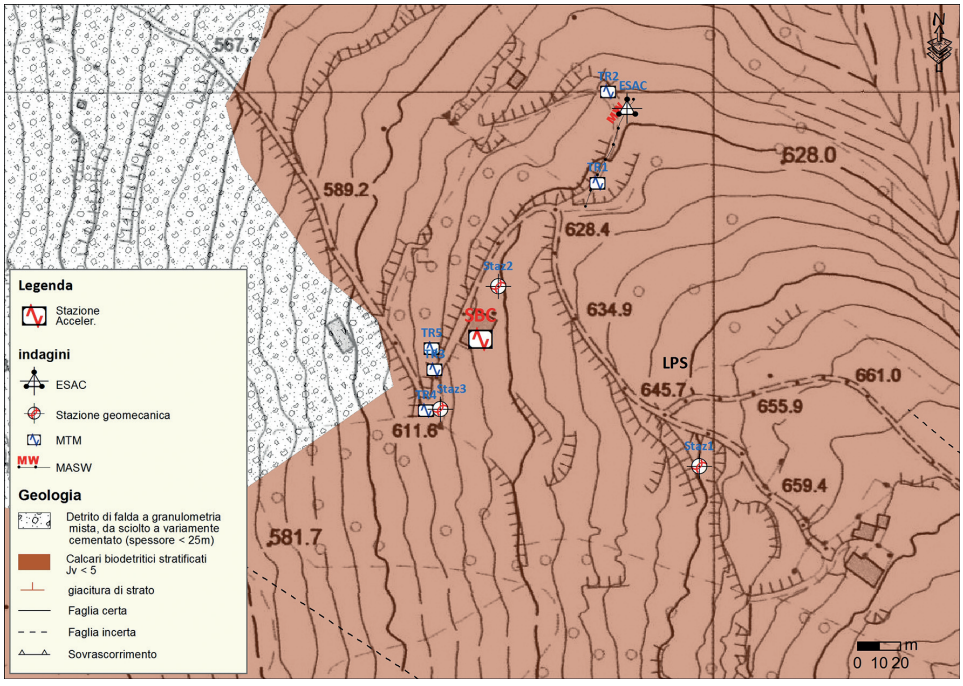


Fig. 1 – Carta geologico-tecnica con l'ubicazione delle indagini funzionali alla caratterizzazione della stazione accelerometrica di Subiaco (SBC).

La raccolta dei dati pregressi ha consentito un aggiornamento della classe di qualità della stazione alla classe Q4 (carta geologica a scala <1:10.000 + $f_{0,HVRS}$).

La fase conclusiva del lavoro è consistita nella caratterizzazione geologico-tecnica e geofisica di dettaglio, mediante: i) esecuzione di un rilevamento geologico-tecnico degli affioramenti rocciosi a scala 1:5.000 ii) acquisizione di rumore sismico a singola stazione (rapporti spettrali HVSR) e in configurazione di array (per ottenere il profilo di velocità delle onde S). Sulla base dei dati di nuova acquisizione, la stazione accelerometrica di Subiaco è classificata come Q1 ($C_S_{10}+V_S+f_0$).

Sulla nuova carta geologico-tecnica relativa alla stazione di Subiaco (Fig. 1) sono state riportate tutte le informazioni disponibili (geologia, geologia strutturale, geomorfologia, caratteristiche litologiche, ubicazione delle indagini), ricavate dai nuovi rilevamenti di campagna, dalle indagini pregresse e da quelle di nuova esecuzione.

Nel caso in esame, la parte di rilevamento geologico-tecnico si è concentrata nel rilievo geomeccanico dell'ammasso roccioso, i cui risultati hanno permesso di riconoscere una scarsa fratturazione (Jv<5, Fig.2).

Le misure di rumore ambientale eseguite utilizzando due sensori con diverse frequenze proprie hanno mostrato HVSR piatti fino ad oltre 20 Hz, indicativi di un substrato rigido (Fig. 3). Anche la curva di dispersione ottenuta con tecnica ESAC ha un andamento rettilineo relativamente costante tra 1500 e 1700 m/s (Fig. 3).

In base ai dati di nuova acquisizione, il sottosuolo della stazione accelerometrica di Subiaco (SBC) è classificato come A (EC8 e NTC08).

Applicazioni e sviluppi futuri. La caratterizzazione geologico-tecnica delle stazioni accelerometriche è di fondamentale importanza per studi sismologici e applicazioni ingegneristiche (es. interpretazione delle registrazioni o stima più robusta della pericolosità sismica).

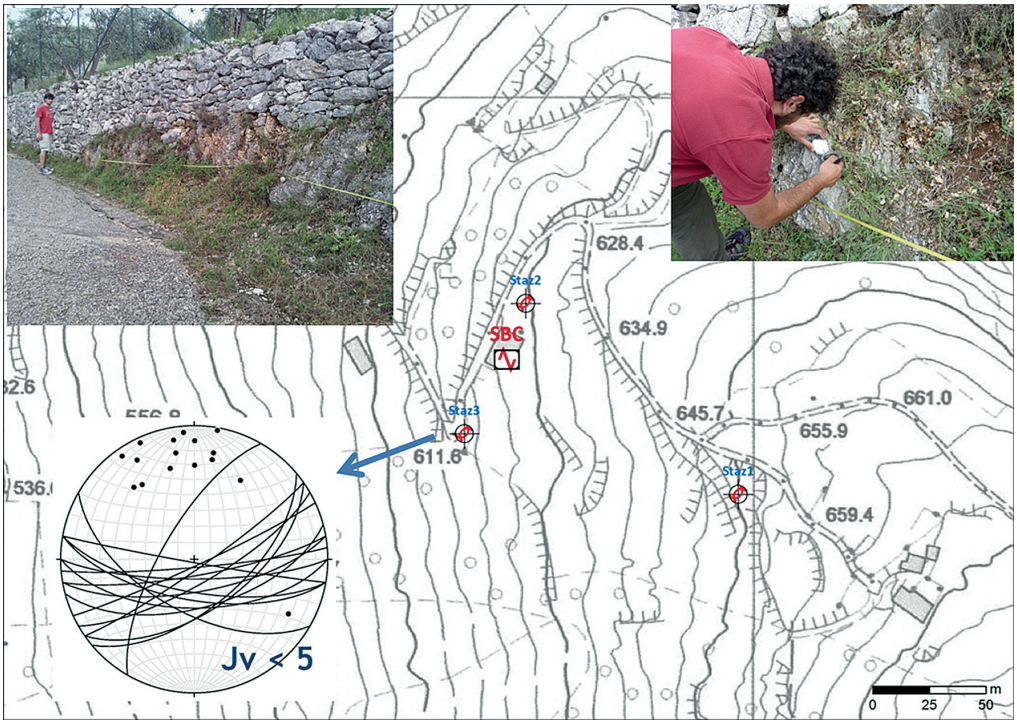


Fig. 2 – Carta con l'ubicazione delle stazioni di rilevamento strutturale (foto in alto) realizzate nei pressi della stazione accelerometrica di Subiaco (SBC).

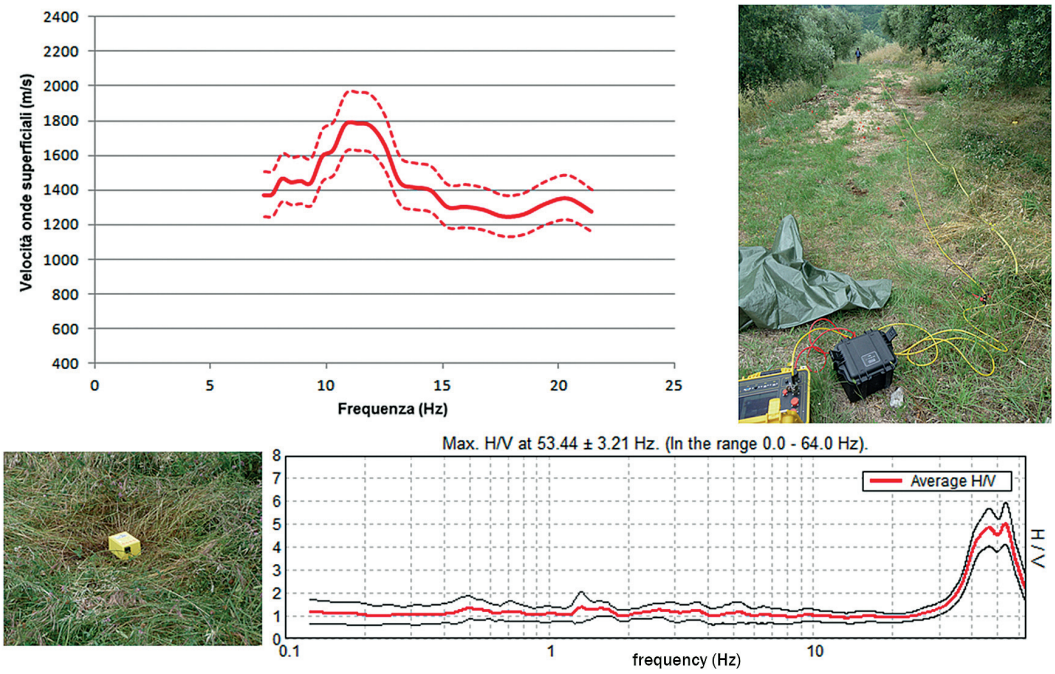


Fig. 3 – Curva di dispersione delle onde superficiali da indagine passiva tipo antenna sismica (in alto) e rapporto spettrale H/V da misura di sismica passiva a stazione singola (in basso) per la stazione di Subiaco (SBC).

I siti di registrazione vengono comunemente caratterizzati da misure geofisiche e geotecniche puntuali, che non consentono di individuare la presenza di eterogeneità laterali, le quali possono causare effetti di amplificazione bi o tri-dimensionali.

A tale scopo, è di fondamentale importanza la cartografia geologico-tecnica di dettaglio. Questo gruppo di lavoro ritiene, quindi, che la carta geologico-tecnica con scala≥1:10.000, corredata di sezioni rappresentative, costituisca un elemento imprescindibile per la caratterizzazione delle stazioni e per poter discriminare la presenza di effetti rilevanti per la risposta sismica del sito.

In termini applicativi, le classi di qualità proposte in questo lavoro consentono di discriminare le stazioni per le quali possono essere effettuate modellazioni avanzate (Tab. 4).

Tab. 4 - Possibile utilizzo delle stazioni accelerometriche in funzione della classe di qualità (cfr. Tab. 1).

Classe di qualità	Possibile utilizzo
Q1	Modello 1D, modello 2D, individuazione di instabilità, profondità del bedrock, classificazione dei siti per normative
Q2	Modello 1D, modello 2D, individuazione di instabilità, profondità del bedrock
Q3	Modello 1D, profondità del bedrock
Q4	-
Q5	-

La procedura presentata in questa nota sarà applicata alle 33 stazioni riportate in Tab. 3. In futuro si prevede di applicare la stessa procedura a tutte le stazioni della RAN, per proporre eventualmente una nuova classificazione sismica dei suoli basata sulla risposta sismica locale.

In particolare, la nuova classificazione potrà essere realizzata individuando le stazioni con configurazione geologico-geotecnica 1D del sottosuolo, priva di effetti di sito complessi, quali:

- sottosuolo instabile (frane, liquefazioni, strutture antropiche, ecc.);
- profilo di V_S con inversioni di velocità;
- effetti geometrici 2-3D rilevanti;
- effetti di *near-fault*;
- effetti di *hangingwall-footwall* rispetto al piano della faglia-sorgente.

Estraendo gli spettri delle stazioni classificate 1D e normalizzandoli rispetto alla propria PGA, sarà possibile ottenere spettri di riferimento da associare a condizioni-tipo di sottosuolo.

Riconoscimenti. L'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG) del Consiglio Nazionale delle Ricerche ringrazia il Dipartimento della Protezione Civile (Intesa operativa 621/06). Si ringrazia, inoltre, il Gruppo di Lavoro GEORAN, costituito dai gruppi di ricerca del CNR IGAG, del CNR IMAA, dell'INGV-MI, dell'OGS, dell'Università di Siena, dell'Università di Bologna (responsabile S. Castellaro) e dell'Università di Genova (responsabile S. Barani), per la realizzazione dei rilievi geologico-tecnici e per l'esecuzione delle misure geofisiche di superficie.

Bibliografia

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. e Paolucci R.; 2011: *Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database*. Bull. Earthquake Eng., **9(6)**, 1899-1920. DOI 10.1007/s10518-011-9313-z.

CTMS; 2013a: *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica - Microzonazione sismica - Linee guida per l'elaborazione della carta e delle sezioni geologico tecniche per la microzonazione sismica (CGT_MS) (bozza)*. Commissione tecnica per la microzonazione sismica, Dipartimento della Protezione Civile.

CTMS; 2013b*: Standard di rappresentazione e archiviazione informatica - Microzonazione sismica (versione 3.0)*. Commissione tecnica per la microzonazione sismica, Dipartimento della Protezione Civile.
<http://protezionecivile.regione.abruzzo.it/files/rischio%20sismico/microzonazione/StandardMS_3_0_open.pdf>

DPC-INGV; 2007-2009: *Project S4 – D6. Progress report on the application of surface-waves methods for seismic site characterization (Technical report)*. Task 3 Working Group, <http://esse4.mi.ingv.it>.

DPC-INGV; 2007-2009: *Project S4 – D7. Application of surface-waves methods for seismic site characterization of ITACA stations (Technical report)*. Task 3 Working Group, <http://esse4.mi.ingv.it>.

EN 1998-1; 2005: *Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance - Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*. CEN, European Committee for Standardization.

Ferri D. e Sette S.; 2012: *Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (scala 1:10.000)*. Microzonazione sismica di livello 1, Regione Lazio, D.G.R. Lazio 545/2010 - 490/2011.

Luzi L., Hailemikael S., Bindi D., Pacor F., Mele F. e 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, DOI: 10.1785/gssrl.79.5.716.

NTC; (2008): Norme Tecniche per le Costruzioni. DM 14 gennaio 2008, Suppl. Ordinario n. 30 alla G.U. n. 29 del 4 febbraio 2008.

Pacor F., Paolucci R., Luzi L., Sabetta F., Spinelli A., Gorini A., Nicoletti M., Marcucci S., Filippi L. e Dolce M.; 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.

Research Project DPC-RELUIS 2010-2013 <http://www.reluis.it/>.

A LARGE SCALE AMBIENT VIBRATION SURVEY IN THE AREA DAMAGED BY MAY-JUNE 2012 SEISMIC SEQUENCE IN EMILIA ROMAGNA, ITALY

E. Paolucci[1], D. Albarello[1], S. D'Amico[2], E. Lunedei[1], L. Martelli[3], M. Mucciarelli[4], D. Pileggi[5]

[1] Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, University of Siena, Italy
[2] Department of Physics, University of Malta, Msida, Malta
[3] Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia Romagna, Bologna, Italy
[4] Ist. Naz. Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, Trieste, Italy
[5] Consultant geologist of Regione Emilia Romagna, Siena, Italy

Introduction. Starting from May 2012 until the end of June 2012, the Po Plain region (northern Italy) has been affected by a seismic sequence characterized by two mainshocks, the first on May 20 (M_W = 5.86) and the second (located about 12 km west of the former) on May 29 (M_W = 5.66). The result after this last strong seismic event has been 17 victims, serious damages in the buildings and in the infrastructure of the struck municipalities and, moreover, severe losses to the economy of the region.

With the aim of assessing the possible site effects related to the amplification of the ground motion, an intensive ambient vibration survey was carried out by teams from different institutions (Universities of Siena, Basilicata and Malta, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale and Regione Emilia-Romagna) in the area damaged in Emilia-Romagna during the seismic sequence. As a whole, 204 single station acquisitions [analysed with Horizontal to Vertical Spectral Ratio technique or HVSR: SESAME (2004)] and 34 multiple station measurements (seismic arrays) were performed: most these measurements concerned areas where seismic effects were at least VI MCS (Fig.1). Some preliminary results from OGS and UNIBAS measurements have been described by Priolo *et al*. (2012).

The purpose of the present work is describing general outcomes of the above survey focusing on some experimental features of passive seismic measurements in the context of a sedimentary basin characterized by geological outcropping and geomorphological settings approximately homogeneous.

Geological settings. The local seismicity is mainly due the compressional tectonic activity of the faults belonging to Ferrara Arc (Pieri and Groppi, 1981). This structure is a fold-and-thrust system which has given rise to two buried ridges which together constitute a N-verging arc extending between Reggio Emilia and the Adriatic coast, reaching northwards the zones near and over the Po River (Bigi *et al*., 1990). In particular it is possible to distinguish an internal ridge, with its maximum uplift between Novi di Modena and Medolla, known as Mirandola's structure (or Mirandola's ridge), and a more external one, that has the most high point between Bondeno and Ferrara.

The study area is a deep sedimentary basin characterized by alluvial Holocene sediments, particularly alternances of sand, silt and clay of different environments, like river channels and levees, meander and floodplain deposits (Martelli *et al*., 2014). The whole alluvial succession, belonging to Pleistocene-Holocene age, is attributable to two main depositional cycles: Emiliano-Romagnolo Lower Synthem (AEI), included between 700,000-650,000 and 450,000-400,000 years (Middle Pleistocene), and Emiliano-Romagnolo Upper Synthem (AES), included between 450,000/400,000 years and the present (RER & ENI-Agip, 1998). This continental succession lies on a Lower-Middle Pleistocene deposits (mainly sands) of marine and transitional origin (RER & ENI-Agip, 1998; Martelli *et. al*, 2014). The depth of the bottom of the alluvial succession changes due to Ferrara Arc configuration: in synclinal the continental deposits thickness exceeds 500 m, instead in the anticlinal areas it reaches about 100 m deep (RER & ENI-Agip, 1998).

Single-station measurements (HVSR). The most part of single station acquisitions was performed by a three-directional digital tromograph Tromino Micromed (www.tromino.eu) with a sampling frequency of 128 Hz and an acquisition time of 15-20 minutes; the HVSR curve was obtained following the procedure described in Picozzi *et al*. (2005). In some sites,

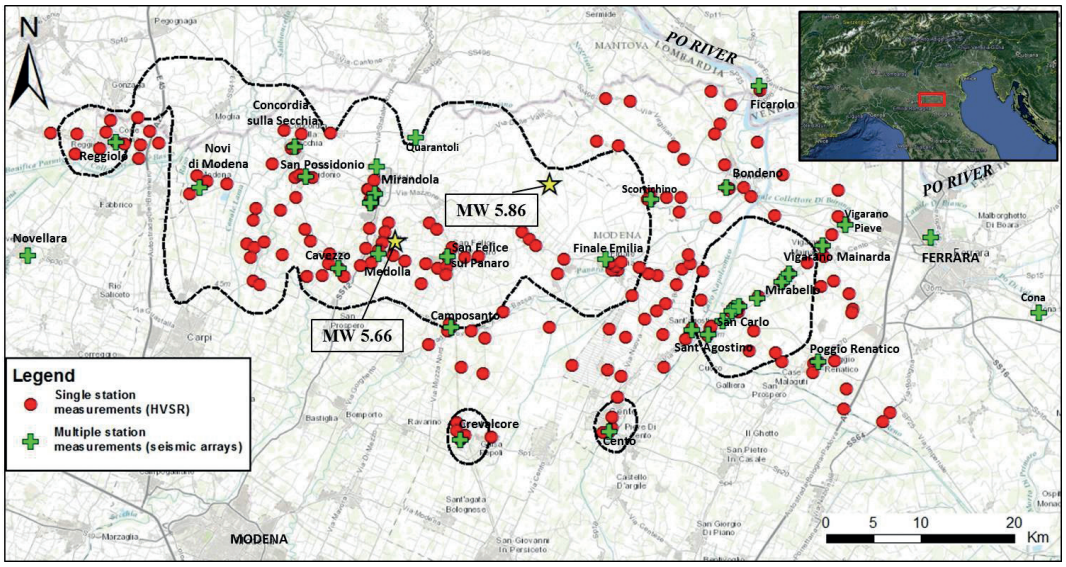


Fig. 1 – Localizations of the passive seismic measurements: green crosses related to the seismic arrays, red dots to the single stations measurements. Dashed black lines indicate 6 MCS isoseismal (modified from Galli *et al*., 2012), the stars are the epicenters of two mainshocks (May 20 and 29).

mainly relative to the Ferrara province, ambient vibrations were measured in continuous mode for about two months (more details are described in Priolo *et al*., 2012).

Examining the overall trend of the HVSR curves, 4 main patterns were identified which are representative of 4 geographic macrozones (Fig. 2):

- zone 1, which includes the southern part of the investigated area, is characterized by the most widespread HVSR pattern. In particular, HVSR curves show a main broad peak in the frequency band 0.8-0.9 Hz and a secondary peak at about 0.25-0.3 Hz;
- zone 2, which includes the municipalities of Concordia sulla Secchia and San Possidonio, where HVSR curves are generally characterized by a main peak 0.9-1 Hz (sharper than that in zone 1) and, again, a secondary peak at about 0.25-0.3 Hz;
- zone 3, which includes mainly the municipality of Mirandola, showing HVSR curves with a single main sharp peak at 0.8-1.3 Hz;
- zone 4, localized in the NE of the study area where HVSR curves point out a main broad peak in the frequency range 0.8-0.9 Hz, a slight "hump" in the range 1.5-2 Hz and another maximum at about 0.25 Hz.

Within zones 1 and 4, the shape of the main peak of individual HVSR curves does not show any clear spatial pattern variation of the corresponding frequencies in the range 0.8-0.9 Hz: random spatial variations are observed also at the scale of a single settlement. This suggests the presence of a relatively broad transition in the seismic impedance values at depth. As concerns zones 2 and 3, the sharpness of main peak indicates the presence of a single strong impedance contrast at depth.

In all the above four zones, we can notice that the two peaks are both characterized by significant and spatially erratic variations of amplitude values (between 1.5-2 and 5-6, Fig.2). This feature suggests that amplitude of the HVSR peaks could be driven more by the structure of the ambient vibration wavefield than of the subsoil structure. To explore this possibility, these amplitude values were correlated with the sea-wave activity in the seas surrounding the area. Data provided by ISPRA - Servizio Mareografico "Rete Ondametrica Nazionale" (Bencivenga *et al*., 2012; http://www.telemisura.it/) were considered on purpose; in particular, sea-wave average height obtained each half hour at the measuring stations of Ancona, Cagliari,

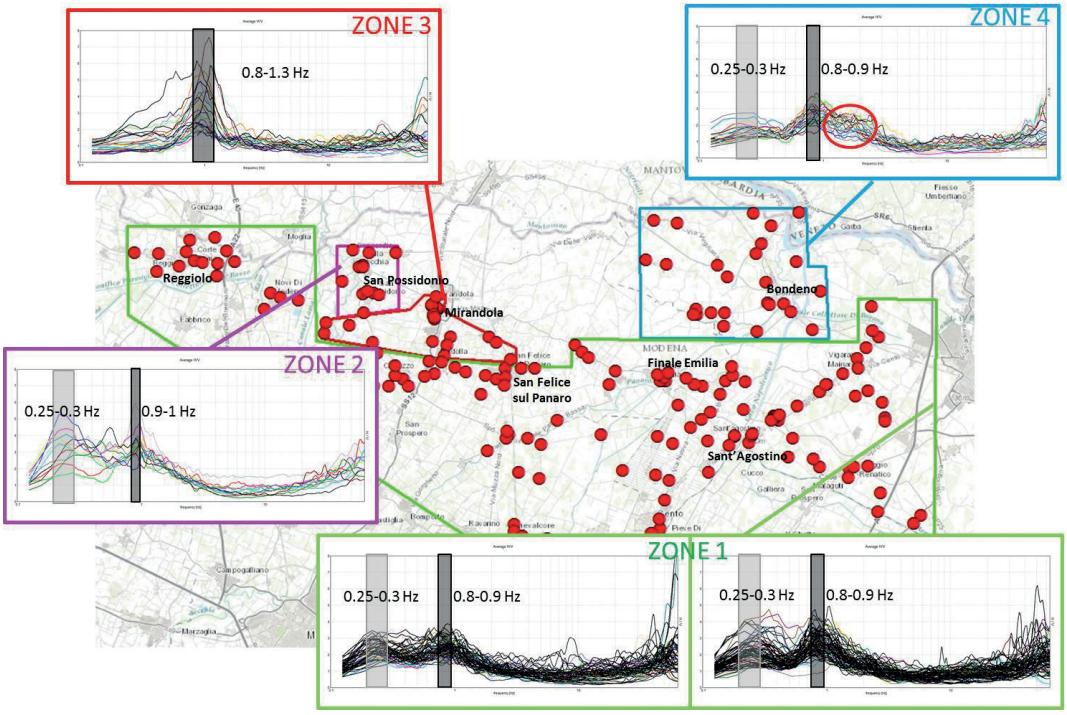


Fig. 2 – Localizations of the 4 macrozones identified examining all HVSR curves. In green are represented zone 1 borders, in purple zone 2 borders, in red and in blue, respectively, zone 3 and zone 4 borders. Black bars show main peak frequency interval, light gray bars indicate secondary peak frequency interval.

Civitavecchia, La Spezia, Palermo, Ponza and Venezia were taken in account. The results of this analysis enlighten the presence of a statistically significant correlation between sea-wave activity and HVSR peaks amplitude in the low frequency range (0.25-0.3 Hz); specifically, the maximum correlation coefficient values (about 0.5-0.6) are verified with Tyrrhenian sea data (La Spezia and Cagliari) and with the nearest station (Ancona and Venezia) to the study area (Tab. 1). As concerns the main peaks in the range 0.8-1.3 Hz, no significant correlation was found with global or local meteorological conditions. Whether such fluctuations may depend on short scale variations of the impedance contrast or on local sources of ambient vibration related to the anthropic activity remains an open question.

Tab. 1 - Values of the correlation coefficients obtained by comparing sea-wave heights measured in each of the seven stations belonging to "Rete Ondametrica Nazionale" and amplitudes of the low frequency range (A1) and of main peak (A0) obtained in the study area.

Station name	Correlation coefficient A1	Correlation coefficient A0
Ancona	0.55	0.1
Cagliari	0.58	0.17
Civitavecchia	0.25	0.24
La Spezia	0.60	0.16
Palermo	0.56	0.4
Ponza	0.44	0.09
Venezia	0.49	0.08

Multiple station measurements (seismic arrays). To define the seismostratigraphic reference model, 34 seismic arrays were deployed, uniformly distributed in the whole survey area (Fig. 1). Ambient vibrations were recorded for 20 minutes at a 128 Hz sampling rate by using vertical geophones (4.5 Hz) and a digital acquisition system (BrainSpy 16 channel acquisition system by Micromed for UNISI and RER and by a Geode 24-channel modular acquisition system by Geometrics for UNIBAS). Sensors were irregularly distributed (with inter-geophonic distances in the range 0.5-40 m) on the ground surface along two crossing perpendicular branches (UNISI) or along L and C shape branches (UNIBAS), with maximum dimensions between 100-250 m.

Effective Rayleigh waves phase velocities (V_R) as a function of frequency (the dispersion curve) were obtained from cross-spectral matrixes by the Extended Spatial AutoCorrelation (ESAC) technique (Ohori *et al.*, 2002; Okada, 2003). All the dispersion curves show very similar trends, with velocity values that monotonically decrease when frequency increases. In particular minimum V_R values are delineated between 100 and 150 m/s and maximum values between 300 and 400 m/s. Unlike as was done for the HVSR curves, in this case it has not been possible to identify some representative patterns of dispersion curves and associate them with distinct geographical areas; moreover, no systematic pattern of dispersion curves has been found for the four zones described above.

This features shows that, at least for the shallower 50-100 m of subsoil (the maximum investigation depth of seismic arrays), the entire area (about 2500 km^2) can be considered as homogeneous from the seismostratigraphic point of view and that outcropping materials are characterized by rather low velocity values.

This hypothesis is also confirmed by the values of shear wave velocity obtained from 13 borehole seismic tests (10 down-hole and 3 cross-hole) carried out on behalf of the Emilia-Romagna regional administration. In the first 50 m of depth, these V_S profiles show differences lower than 150 m/s with values fully comparable with the ones obtained from ambient vibration array measurements.

Shear wave velocity profile and seismic substrate's depth. To assess the depth of the transition among sedimentary cover and the seismic substrate, the dispersion curve were analyzed by a simplified approach (Albarello *et al.*, 2011). This method is based on the assumption that Rayleigh wave phase velocity V_R, roughly corresponds to the average S-wave velocity up to a depth h that decreases with the corresponding frequency f. In particular, it is assumed that:

$$h \approx c \cdot \frac{V_R(f)}{f} \tag{1}$$

With the aim to obtain $\overline{V_S}$ values compatible with experimental data, c value is chosen in order to maximize the compatibility of the dispersion curves with the average S-wave velocity profiles as a function of depth derived from available borehole data. The depth profiles of the average *Vs* values determined in this way, were then modelized by considering a power law pattern in the form $V_S(z) = V_0 \cdot z^x$, where V_S is the average S-wave velocity up to the depth z. The parameters V_0 and x obtained in this way were used to attribute to the frequency f_0 of the HVSR maxima a depth H of the relevant resonant interface following the formula:

$$H \cong \left[\frac{V_0\,(1-x)}{4f_0} + 1\right]^{\frac{1}{1-x}} - 1 \tag{2}$$

(Ibs-Von Seht and Wohlemberg, 1999).

Initially, to test and calibrate the entire procedure, data available in the Mirandola-Medolla area were considered as a benchmark. Only in this area, in fact, borehole seismic tests intercept the seismic substrate. In particular, the two cross-hole tests present in this area show a significant shear wave velocity increase in correspondence of the contact between the alluvial Quaternary

sediments and Pliocene marine deposits, respectively located at 95 m (Medolla) and about 115 m (Mirandola) from the surface.

This initial check showed that the method adopted for calculating the average V_S values up to a depth h from interval V_S profiles of borehole seismic tests may significantly affect ouctomes of the procedure. Specifically, two methods are compared:

1 – by using the formula

$$\bar{V}_S = \frac{h}{\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{V_i}} \quad (3)$$

where h_i and V_i are respectively thickness and V_S interval velocity of the i-th seismo-layer. In this case, the best fit among experimental $\overline{V_S}(h)$ profiles and those deduced from Rayleigh dispersion curves was obtained with c = 0.8. So, to modelize the trends of this six $\overline{V_S}(h)$ profiles (two cross-hole and four arrays) a power law pattern with V_0 = 80 and x = 0.37 was considered;

2 – by considering the formula

$$\bar{V}_S(h) = \frac{\sum_{i=1}^{n} V_i h_i}{\sum_{i=1}^{n} h_i} \quad (4)$$

(arithmetic weighted average). In this case, best fitting is obtained with c = 0.7 and the relevant parameter of the power law are V_0 = 80 and x = 0.42.

To check best performing approach, the depth of the resonant layer was estimated with Eq. (2) and considering f_0 = 0.8-0.9 (these are resonance frequency values estimated from HVSR measures closer to the cross-holes). One can see that when Eq. (3) is considered, Eq. (2) provides values for the depth of seismic bedrock at about 70 m for Medolla and 70-85 m for Mirandola. When Eq. (4) is considered, the estimates result 90 m for Medolla and 90-110 m for Mirandola: it is evident that, in this way, it is possible to obtain a better calibration of the whole method with real data.

In view of this, the method 2 has been used to obtain the $\overline{V_S}(h)$ profiles relative to remaining borehole seismic tests and to calibrate the dispersion curves for the whole study area; the trends obtained revealed to be rather similar up to a depth of 150 m, with differences between average velocity values less than 100 m/s. On the basis of the above results, two power-law patterns were determined to bound observed $\overline{V_S}(h)$ profiles (Fig. 3) and capture observed variability. The lower bound is marked by a power law with parameters V_0 = 55 and x = 0.43; upper bound is marked by a power law with parameters V_0 = 120 and x = 0.3.

In this way, the resonant surface linked to the main peak has a depth variability about 40 m for each frequency taken in account; in particular, in the zones 1 and 4, the seismic bedrock is located at depth in the range 55 m and 110 m (Tab. 2). As concerns the lower frequency peak (0.25 - 0.3 Hz), using the same method, the suggested depth is of the order of several hundreds of meters (350-500 m).

Tab. 1 - Minimum (*H* min) and maximum (*H* max) depth values obtained using respectively minimum power law (V_0 = 55, x = 0.43; Fig.3) and maximum power law (V_0 = 120, x = 0.3; Fig.3). These depth values are related with main HVSR peak frequency values.

Frequency (Hz)	*H* min (m)	*H* max (m)
0.8	65	110
0.9	55	95
1	45	80
1.1	40	70
1.2	35	65
1.3	30	60

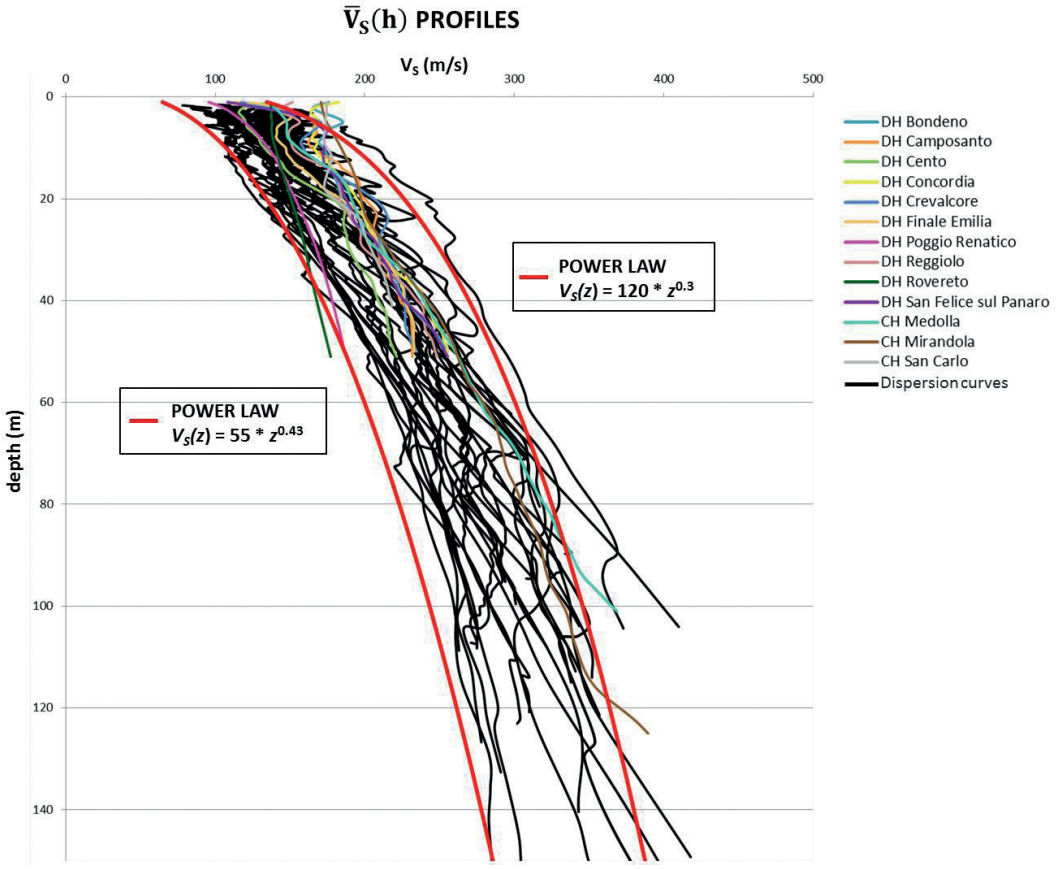


Fig. 3 – **Average** V_S profile up to a depth h relating to whole study area. Colored curves are concerned to $\overline{V}_S(h)$ profiles obtained by borehole seismic tests and black lines are $\overline{V}_S$ (h) profiles obtained by dispersion curves; red lines are minimum ($V_0 = 55$, $x = 0.43$) and maximum ($V_0 = 120$, $x = 0.3$) power law taken in account to assess the model variability.

Conclusions. An important feature that arises from the analysis of HVSR curves obtained in the study area, is the widespread presence of seismic resonance phenomena in the range (0.8 – 1.3 Hz). This could be responsible for seismic amplification effects that could trigger damages of large dimension structure like industrial warehouse, as observed in occasion of the May-June 2012 seismic sequence.

From the geological point of view, the main resonant interface is possibly related with a sub-horizontal unconformity at depth in the range 55-110 m. This interface is located within the Quaternary continental alluvial sequence, between two sedimentary cycles of Middle Pleistocene: the Bazzano Subsynthem and the Undifferentiated Emiliano-Romagnolo Upper Synthem. A further deeper resonant interface (with depth of the order of several hundreds of meters) is also revealed by the presence of a low frequency HVSR peak (in the range 0.25-0.3 Hz) possibly corresponding to the contact between whole Quaternary alluvial succession and Quaternary marine succession (Lower Pleistocene). In the Mirandola zone, these resonant surfaces coincide, due the rising of the Pliocenic geological substratum caused by the presence of the buried thrusts and folds ridge: this can explain the sharpness of the single HVSR maximum detected in this area.

Two other important outcomes of this work are:

- amplitude values of HVSR peaks in the low frequency range (0.25 – 0.3 Hz) can be significantly affected by sea-waves activities: this makes it an ambiguous index of the actual impedance contrast in the subsoil;
- in order to provide an unbiased estimate of the depth of the resonance layer, Eq. (4) (arithmetic weighted average) allows a better valuation of the $\overline{V_S}(h)$ profile than the Eq. (3), commonly used to estimate the average S-wave velocity in the first 30 meters (Vs_{30}) for engineering purposes (NTC 2008).

References

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.

Bencivenga M., Nardone G., Ruggiero F., Calore D.; 2012: *The Italian Data Buoy Network (RON: Proc. Advances in Fluid Mechanics IX*. Edited by WIT, UK, ISBN: 978-1-84564-600-4, 2012, pp. 321-332.

Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., Scandone P.; 1990: S*tructural model of Italy, 1:500000*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.

Galli P., Castenetto S., Peronace E.; 2012: *The MCS macroseismic survey of the Emilia 2012 earthquakes*. Annals of geophysics, 55, 4, 663-672, doi: 10.4401/ag-6163.

Ibs Von Seht M. and Wohlemberg J.; 1999: *Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 250–259.

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.; 2014: *Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po river (Northern Italy)*. Boll. Geofis. Teor. Appl., http://www2.ogs.trieste.it/bgta/pdf/bgta0094_MARTELLI.pdf, doi:10.4430/bgta0094.

Ohori M., Nobata A. e Wakamatsu K.; 2002: *A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocità 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, 129 pp.

Picozzi M., Parolai S., Albarello D.; 2005: *Statistical analysis of Horizontal to Vertical Spectral Ratios (HVSR). Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 95, No. 5, pp. 1779–1786, doi: 10.1785/0120040152.

Pieri M. e Groppi G.; 1981: *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Pubbl.414, PF Geodinamica, C.N.R. pp. 23.

Priolo E., Romanelli M., Barnaba C., Mucciarelli M., Laurenzano G., Dall'Olio L., Abu Zeid N., Caputo R., Santarato G., Vignola L., Lizza C., Di Bartolomeo P.; 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, 591-597, doi: 10.4401/ag-6172.

RER & ENI-Agip; 1998: *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna. A cura di G. M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna, ufficio geologico* – ENI-Agip, Divisione Esplorazione & Produzione. S.EL.CA., Firenze, pp 120.

SESAME - Site Effects Assessment using Ambient Excitations; 2004: *Guidelines for the implementation of H/V spectral ratio technique on ambient vibration measurements processing and interpretation*. SESAME European project, WP12, Deliverable D23.12.

L'AMPLIFICAZIONE DEL MOTO SISMICO NEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA E NELLE NORME TECNICHE DELLE COSTRUZIONI

F. Pergalani[1], M. Compagnoni[1], T. Sanò[2], G. Naso[3]
[1] Politecnico di Milano
[2] Libero Professionista
[3] Dipartimento della Protezione Civile, Roma

Introduzione. I risultati dei livelli 1 e 3 della Microzonazione Sismica (MS1 e MS3 in ICMS, 2008), per i fenomeni di amplificazione del moto sismico, hanno evidenti ricadute in ambito di pianificazione.

Gli studi di MS3 possono però anche fornire un supporto in fase di progettazione dei manufatti, in quanto presentano evidenti analogie con le analisi di Risposta Sismica Locale (RSL) previste dalle Norme Tecniche delle Costruzioni (NTC, 2008).

Le analogie riguardano l'elevato livello di approfondimento delle indagini di caratterizzazione dei siti e dei materiali, le procedure di analisi (approccio numerico e sperimentale) e la tipologia dei risultati prodotti (spettri elastici).

La differenza sostanziale tra le due analisi quantitative (MS3 e RSL) risulta essere l'estensione dell'area investigata: "microzona" nel caso degli studi di MS e "area interessata dalle fondazioni dell'edificio" nel caso di studi di RSL. Una ulteriore differenza riguarda il momento di esecuzione dello studio rispetto alla progettazione dell'opera: gli studi di MS3 sono generalmente svincolati dall'opera in progetto, mentre nel caso degli studi di RSL sono note le caratteristiche dell'opera ed esse sono un dato di input strettamente necessario.

E' utile ricordare inoltre che le NTC prevedono, in alternativa all'analisi RSL (analisi specifiche in cap. 7.11.3), l'utilizzo, in determinate condizioni non complesse, di un approccio semplificato (cap. 3.2.2) con una definizione sintetica delle amplificazioni litostratigrafiche e topografiche (coefficiente $S = S_s * S_t$) attraverso l'identificazione di categorie di sottosuolo e della categoria topografica.

In considerazione di quanto esposto e del fatto che gli ICMS prevedono 3 livelli di approfondimento degli studi di MS, l'obiettivo di questo contributo è definire le possibili correlazioni tra i risultati di MS e quanto previsto per le amplificazioni dalle NTC.

Utilizzo dei risultati degli studi di MS. *Possibile utilizzo dei risultati degli studi di MS1*. Le informazioni degli studi di livello MS1 non sono evidentemente confrontabili con i risultati attesi da uno studio di RSL, rappresentando solo uno strumento propedeutico per studi di maggior dettaglio.

Tali studi però permettono di individuare situazioni geologiche, geomorfologiche e geofisiche complesse, che richiedono necessariamente approfondimenti con metodologie di indagini ed elaborazioni specifiche e per le quali non è applicabile l'approccio semplificato proposto dalle NTC.

Le situazioni complesse più comuni, identificabili già con studi di livello MS1, possono essere così schematizzate:

- substrato rigido sepolto con geometria articolata (substrato rigido disarticolato da faglie, andamento del substrato a *Horst* e *Graben*);
- zona di raccordo tra rilievo e pianura (zona di "unghia" con substrato rigido sepolto in approfondimento sotto la pianura, in maniera continua o discontinua e con angoli di immersioni variabili);
- geometria del substrato rigido che crea una valle stretta colmata da sedimenti soffici;
- successione litostratigrafica che prevede terreni rigidi su terreni soffici (profilo di V_s con inversioni di velocità);
- paleoalvei riempiti di terreni molto soffici, in affioramento o sepolti;
- substrato rigido profondo alcune centinaia di metri;
- presenza, nel profilo di velocità delle V_s, di marcati contrasti di impedenza sismica;

- geometrie di corpi caratteristici di aree vulcaniche (colate laviche, spessori di ignimbriti molto variabili, ecc.)
- aree soggette a instabilità permanenti (frane, liquefazioni, faglie attive e capaci, cavità sepolte, ecc. nelle quali sono possibili aggravi delle amplificazioni).

In sintesi quindi se a seguito di studi di livello MS1, si evince che il sottosuolo di un manufatto presenta uno degli aspetti sopra elencati, le indagini e le elaborazioni numeriche per le amplificazioni non dovrebbero assolutamente riferirsi all'approccio semplificato di NTC, e quindi necessitano di studi di MS3 o di RSL. L'utilizzo degli studi di MS1 diventa quindi indispensabile e dirimente rispetto alla complessità del sottosuolo.

Possibile utilizzo dei risultati degli studi di MS3

I risultati forniti dagli studi di livello MS3 sono generalmente spettri di risposta elastici in accelerazione al 5% dello smorzamento critico, calcolati in *free field* e riferiti ad un determinato livello di pericolosità sismica (ovvero ad un determinato tempo di ritorno, che normalmente è riferito a 475 anni).

Gli spettri elastici di MS3 possono essere confrontati con il corrispondente spettro di risposta elastico dell'approccio semplificato o con quello degli studi di RSL dell'approccio specifico.

Il confronto con lo spettro elastico calcolato con l'approccio semplificato di NTC potrà avvenire dopo un semplice processo di standardizzazione (modifica della forma in ICMS cap.2.5.3.3).

Il confronto tra spettro di MS3 e spettro di RSL potrà invece avvenire direttamente senza nessun intervento di modificazioni sulla forma.

Gli spettri elastici di MS3 possono essere utilizzati in fase di progettazione secondo le limitazioni e tenendo presente le criticità illustrate di seguito.

Definizione di alcuni limiti e criticità dei risultati della MS3 e della RSL. L'immediato utilizzo degli spettri di risposta di MS3 per la progettazione, senza sviluppare una RSL *ad hoc* nell'area di fondazione del manufatto, è possibile e si descriverà una proposta operativa più avanti, ma è indispensabile preliminarmente chiarire alcuni limiti e criticità dei risultati di MS3 e della RSL.

Ambiti di applicabilità e livelli prestazionali. Per diretta derivazione della definizione e degli ambiti di applicabilità della MS (ICMS, 2008), gli studi di MS3 possono fornire utili indicazioni in fase di progettazione, limitatamente all'area di estrapolabilità dei risultati, solo per edifici di importanza ordinaria (classi d'uso 1 e 2 ovvero per il periodo di riferimento $Vr \geq 50$) e per lo Stato Limite di salvaguardia della Vita, SLV.

Per gli edifici di classe d'uso 3 e 4 sono necessari studi di RSL.

Nei casi in cui gli effetti di non linearità possono essere considerati limitati e comunque trascurabili, dovuti sia a basso livello energetico atteso, sia a alta rigidezza dei materiali, i risultati degli studi di MS3, condotti con pericolosità riferita a tempi di ritorno di 475 anni, possono essere opportunamente scalati in ampiezza, riferendosi a tempi di ritorno diversi. La scalatura in termini di forma spettrale, può essere trascurata, in quanto nel caso di assenza di non linearità, le variazioni di forma possono essere considerate irrilevanti.

Si ritiene comunque che i risultati degli studi di MS3 debbano essere di supporto agli studi di RSL, anche per edifici di classe 3 e 4, per valutazioni su eventuali amplificazioni su aree più estese rispetto a quelle del volume significativo interessato dalle fondazioni. Si ritiene inoltre che anche per tali edifici i risultati degli studi di MS3 possano essere di supporto agli studi di RSL sotto la diretta responsabilità del progettista che li assume autonomamente.

La scala di indagine e di elaborazione dei dati. Gli studi di MS3 hanno come obiettivo la caratterizzazione sismica, mediante parametri quantitativi, di aree omogenee dal punto di vista geologico, geotecnico e geofisico (microzone).

Le NTC richiedono che nella progettazione siano affrontati aspetti e conseguiti obiettivi simili agli studi di MS alla scala dell'opera o del sistema geotecnico.

Una criticità potrebbe essere riscontrata nelle incertezze e nei possibili errori legati alla

localizzazione delle indagini. Le valutazioni andranno fatte sull'opportunità di espletare indagini concentrate solo nell'intorno del manufatto, e quindi sicuramente significative per l'area di fondazione, o indagini estese a dintorni più ampi e più rappresentativi della complessità del sottosuolo rispetto ai problemi di amplificazione del moto sismico (ad esempio, gli effetti amplificativi di una zona di raccordo tra rilievo e pianura, con il substrato sismico del rilievo che si immerge con un alto angolo sotto le coperture di terreni soffici della pianura, non sarà esplorata da indagini limitate all'area di fondazione).

Infatti, nelle NTC la progettazione è riferita ad uno specifico manufatto (o sistema geotecnico) e quindi riguarda siti di limitata estensione in pianta (scala del manufatto, generalmente dell'ordine delle centinaia di m^2). Il volume significativo di terreno (Cap. 6.2.2) è definito come la parte di sottosuolo influenzata, direttamente o indirettamente, dalla costruzione dell'opera e che influenza l'opera stessa. Il volume significativo ha forma ed estensione diverse, a seconda del problema in esame e deve essere individuato caso per caso, in base alle caratteristiche dell'opera e alla natura e caratteristiche dei terreni.

La MS opera su scala territoriale, e le stesse microzone possono avere estensioni variabili, in dipendenza delle condizioni di complessità del sottosuolo (Tab. 1).

Come si evince dalla tabella 1, ricavata con i dati di circa 400 studi di MS (art. 11 del D.L. 39/2009) le dimensioni delle microzone non si discostano in grandezza dall'area di indagine consigliata per una RSL (es. per una microzona stabile suscettibile di amplificazione nel caso di popolazione inferiore ai 5000 abitanti la dimensione media 0,10 kmq, è un quadrato di circa 300x300 m).

Tab. 1 - Dimensione media delle microzone negli studi di Microzonazione Sismica (art. 11 del D.L. 39/2009).

Popolazione	Zone stabili		Zone stabili con amplificazione		Zone instabili	
	#Zone	dimensione media (kmq)	#zone	dimensione media (kmq)	#zone	dimensione media (kmq)
Pop<=5000	176	0,12	1224	0,10	2048	0,01
50000<Pop<=10000	26	0,11	296	0,20	368	0,02
Pop>10000	36	0,36	605	0,74	1111	0,05

In generale, quindi, le indagini e lo studio a supporto della progettazione di un manufatto forniscono informazioni più puntuali e specifiche sulle caratteristiche geotecniche e geofisiche dei terreni di fondazione.

I risultati di MS3, basati sulla sintesi di dati relativi ad aree leggermente più estese, offrono una conoscenza più diffusa dell'area e, dal punto di vista del comportamento delle onde sismiche vicino alla superficie, offrono un quadro più esaustivo.

Il programma di indagini. Le NTC (cap. 6.1) definiscono in maniera dettagliata le indagini per la caratterizzazione del modello geotecnico del sottosuolo che interessa l'opera. Il modello deve tener conto di:

- condizioni stratigrafiche
- regime delle pressioni interstiziali
- caratterizzazione fisico-meccanica dei terreni e delle rocce comprese nel volume significativo.

La scelta delle indagini è anche condizionata dalla tipologia strutturale dell'opera e dallo stato prestazionale da esaminare.

Sono anche previste indagini integrative per studi di RSL (Cap. 7.11.3.1.1), in particolare si danno indicazioni su indagini geofisiche (CH, DH, MASW, rumore ambientale ecc.) e indagini geotecniche (colonna risonante, ecc.)

Le tipologie delle prove descritte sono le stesse che si utilizzano comunemente per gli studi di MS3 (Fig.1). E' probabile però che il numero di prove a disposizione degli studi di MS3 potrebbero permettere di controllare meglio le incertezze epistemiche intrinseche della metodologia.

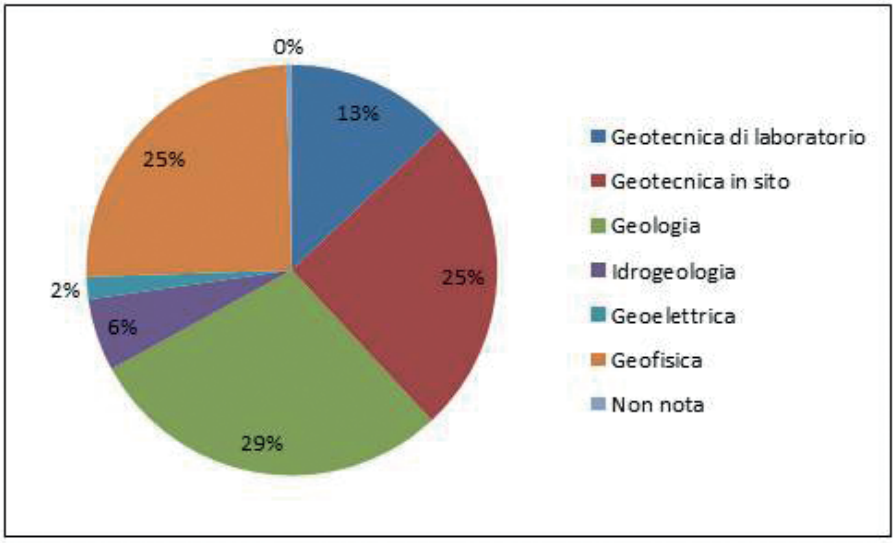


Fig. 1 – Indagini espletate per gli studi di MS. Come si vede il tipo di indagini sono quelle indicate dal cap.6.1 e 7.11.3.1.1 di NTC08 (vedi testo), ovvero i metodi di analisi del sottosuolo non differiscono affatto tra uno studio di MS3 e uno studi di RSL. (Dati riferiti agli studi di MS art. 11 del D.L. 39/2009, maggio 2014).

Definizione delle azioni sismiche di ingresso per le simulazioni numeriche. Sia per gli studi di MS3 che per gli studi di RSL, il moto sismico è fornito in ogni punto della superficie in termini di:

- accelerazione massima
- spettro di risposta elastico
- accelerogramma.

Sia per MS3 che per RSL, lo studio viene effettuato per valutare le modifiche che il segnale sismico subisce, a causa dei fattori locali, rispetto a quello di un sito di riferimento rigido con superficie topografica orizzontale (categoria di sottosuolo A).

In NTC (Cap. 3.2.3.6 "Azione sismica - Valutazione dell'azione sismica – Impiego di accelerogrammi") è riportato: "*l'uso di accelerogrammi artificiali non è ammesso nelle analisi dinamiche di opere e sistemi geotecnici*"…, sono ammessi invece accelerogrammi ricavati mediante simulazioni del meccanismo di sorgente o accelerogrammi registrati (con alcune raccomandazioni sulle caratteristiche sismogenetiche della sorgente, sulle condizioni del sito di registrazione, sulla coppia magnitudo-distanza e sulla massima accelerazione orizzontale attesa al sito). Non viene invece riportato nessuna indicazione in merito all'utilizzo dei risultati della RSL.

La Circolare esplicativa di NTC, al Cap. C7.11.3.1.2.2, invece cita la RSL e specifica perché non si possono utilizzare accelerogrammi di ingresso artificiali:

"*Gli accelerogrammi artificiali spettro-compatibili sono caratterizzati da contenuti in frequenza irrealistici… sono caratterizzati da una banda di frequenza irrealisticamente ampia. L'uso di accelerogrammi artificiali in un'analisi di risposta sismica locale può produrre un'amplificazione contemporanea, e perciò poco realistica, dei diversi modi di vibrazione del sistema, mentre un'azione sismica reale, caratterizzata da una larghezza di banda modesta,*

amplifica un numero limitati di modi, o al limite un unico modo. Inoltre, dal momento che la risposta dei terreni a una sollecitazione ciclica è non lineare, la rigidezza e la capacità di dissipare energia dipendono dall'ampiezza del livello deformativo…Se l'azione sismica è poco realistica, la rigidezza e lo smorzamento operativi prodotti dalla non-linearità del comportamento del terreno sono molto distanti dal vero e la conseguente risposta sismica risulta falsata."

La spiegazione data, pur corretta teoricamente, non definisce l'errore introdotto dall'uso di accelerogrammi artificiali rispetto a quello dei naturali. Sanò e Pugliese (2012) calcolano che l'errore dei risultati, spesso in condizioni di sicurezza, è di qualche percento decisamente inferiore dell'incertezza insita nelle analisi (sia nella definizione del moto di riferimento, sia nella scelta delle caratteristiche geometriche e meccanica dei terreni).

In ICMS (cap. 3.1.8.3.2 "Calcolo del moto di input con analisi di pericolosità di base") si definisce un metodo per cui si calcola con approcci probabilistico-statistici uno spettro elastico a pericolosità uniforme (Tr = 475) e da questo vengono generati accelerogrammi artificiali attraverso una generazione sintetica, non stazionaria, fissata la magnitudo, la distanza e la PGA.

Lo svantaggio di questo approccio è quello definito da NTC e sopra riportato, i vantaggi risiedono nel poter associare una stima probabilistica alle azioni attese, cumulando il contributo di tutte le sorgenti significative ai fini della determinazione della scuotibilità globale del sito investigato.

Il piano di riferimento. Una criticità spesso evidenziata nei rapporti tra i due tipi di studio è quella del piano di riferimento rispetto al quale si calcola il moto sismico.

I risultati degli studi di MS3 sono riferiti al piano campagna in condizioni di *free field*.

In NTC non c'è nessun riferimento diretto per i risultati degli studi di RSL e bisogna far riferimento ad altri parti del testo e interpretare le indicazioni che vengono date per altre tematiche.

Un riferimento in NTC è al punto 3.2.2 "Categorie di sottosuolo e condizioni topografiche" dove, per la definizione dell'azione sismica con il metodo semplificato, si precisa a quale profondità calcolare il $Vs_{,30}$: "Per le fondazioni superficiali, tale profondità è riferita al piano di imposta delle stesse, mentre per le fondazioni su pali è riferita alla testa dei pali".

Al punto C3.2.3 della Circolare esplicativa (sempre in riferimento alle Categorie di sottosuolo e condizioni topografiche e quindi su come calcolare Vs,30) poi si spiega che: "*Si denomina risposta sismica locale" l'azione sismica quale emerge in superficie a seguito delle modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza subite trasmettendosi dal substrato rigido*." Per individuare in modo univoco la risposta sismica si assume come "superficie" il "piano di riferimento" quale definito, per le diverse tipologie strutturali, al § 3.2.2 delle NTC. Ovvero: "*Per fondazioni superficiali ci si riferisce al piano di imposta delle stesse, mentre per le fondazioni su pali è riferita alla testa dei pali. Nel caso di opere di sostegno di terreni naturali la profondità è riferita alla testa dell'opera. Per muri di sostegno di terrapieni, la profondità è riferita al piano di imposta della fondazione*".

C'è a questo proposito da osservare che se ci si riferisce al piano di riferimento dell'opera, le fondazioni (meglio ancora se sono profonde) "migliorano" le condizioni di rigidezza del terreno, quindi calcolare lo spettro in superficie *free field* (studi di MS3) è una condizione generalmente cautelativa.

Infine, gli studi di RSL, dai quali si determina l'azione sismica di progetto per il manufatto, devono essere effettuati relativamente a quote di riferimento generalmente diverse dal piano campagna, e che sono funzione intrinseca dell'opera in esame (piano di posa per le fondazioni superficiali, testa dei pali per le fondazioni profonde, e così via); peraltro le azioni sul manufatto dovrebbero, a rigore, tenere conto anche dell'interazione tra il terreno e la struttura.

Proposta di utilizzo dei dati e dei risultati della MS3 in fase di progettazione. Sulla base di quanto scritto si propone una modalità di utilizzo dei dati e dei risultati degli studi di MS3 in

fase di progettazione.

Dati di base. La definizione del modello di sottosuolo (da intendersi come integrazione del "modello geologico", del "modello geotecnico" e del "modello geofisico") per l'esecuzione di studi di MS3 e di RSL richiede l'uso di metodi di indagine convenzionali e/o propri della dinamica dei terreni quali (AGI, 1977, 2005):

- sondaggi litostratigrafici;
- prove *in situ* (CPT, SPT, DMT, ecc.);
- installazione di piezometri e misura delle pressioni interstiziali;
- prove geofisiche *in situ* (DH, CH, cono sismico, SDMT, SASW, MASW, ecc.)
- prove geotecniche di laboratorio (determinazione di proprietà indice e di stato, prove edometriche, triassiali, colonna risonante, ecc.).

La quantità e la tipologia delle indagini geotecniche, in accordo con le NTC, sono definite dal progettista, che se ne assume la responsabilità, in funzione del tipo di intervento e tenendo conto del modello geologico riportato nella relazione geologica. Le indagini devono permettere la definizione dei modelli di sottosuolo necessari alla progettazione e sono legate alla classe di prestazione richiesta dall'opera e quindi alla metodologia di analisi da adottare.

Le indagini devono, quindi, essere programmate non solo per lo studio della RSL ma, in generale, anche per la caratterizzazione fisico-meccanica dei terreni al fine delle verifiche di stabilità e di esercizio delle opere che interagiscono con essi e questo è anche un obiettivo degli studi di MS3.

Quale che sia la metodologia impiegata, la caratterizzazione dei terreni deve essere estesa a un volume significativo legato alla natura delle sollecitazioni e al problema oggetto di studio.

Riepilogando, la caratterizzazione del sottosuolo nell'ambito del volume significativo deve avere come obiettivi minimi:

- la definizione della litostratigrafica
- le definizione delle geometrie dei corpi litologici
- la conoscenza del regime delle pressioni interstiziali (superficie libera della falda, condizioni di quiete o di moto dell'acqua)
- la conoscenza delle proprietà fisiche e meccaniche dei diversi terreni.

Sulla base di questi dati è possibile effettuare sia studi di RSL che di MS3.

Elaborazioni e risultati partendo da uno studio di MS3. Partendo dalle elaborazioni di MS3 (carte e spettri di risposta elastici) è possibile definire una procedura operativa per il sito del manufatto in oggetto.

La procedura proposta prevede che il progettista, responsabile del manufatto:

1) verifichi in quale microzona della carta di MS3 si trova il sito del manufatto di interesse;
2) valuti, per la microzona identificata:
   - mappa con localizzazione delle indagini eseguite
   - carta geologico tecnica e sezioni geologico tecniche rappresentative della microzona
   - mappa delle misure strumentali della risposta in frequenza del sottosuolo
   - risultati delle indagini geotecniche e geofisiche
   - gli spettri di risposta elastici in superficie, calcolati con simulazioni numeriche;
3) valuti, con il supporto di un tecnico specialista competente, se i risultati riferiti alla microzona sono affidabili anche per il sito del manufatto di interesse, sulla base di:
   - esperienze e conoscenze pregresse del sito del manufatto
   - vicinanza al sito del manufatto delle indagini e delle elaborazioni numeriche degli studi di MS3
   - affidabilità delle indagini e delle modellazioni numeriche eseguite
   - rappresentatività degli studi di MS3, sia per la caratterizzazione dei terreni di fondazione del manufatto, sia per l'assetto del sottosuolo dell'area;

4) verifichi se il requisito di affidabilità e rappresentatività richiesto al punto 3) è soddisfatto o meno:
   a. se è soddisfatto, utilizzerà direttamente lo spettro di risposta elastico definito nella MS3
   b. se il requisito non è soddisfatto, dovrà effettuare ulteriori indagini nel sottosuolo, rispettando le indicazioni di NTC ed effettuare uno studio di RSL.

La procedura delineata deve essere calibrata (es. numero e tipo di indagini) sul manufatto da progettare.

E' importante ribadire che nel caso di due o più manufatti piccoli, ubicati in adiacenza in uno stesso sito, le indagini devono intendersi come riferite all'unico sito "geotecnico" (vedi anche Circolare del Vicecommissario delegato per il soccorso delle popolazioni colpite dal terremoto dell'Aquila del 2009 - n. 484 del 05/01/2010).

Ovviamente la procedura esposta è valida anche per la verifica di manufatti esistenti, con le integrazioni previste in NTC (Cap. 8 e Circolare esplicativa C8.7.1.2).

Infine, i risultati forniti dagli studi di MS3, in termini di spettri di risposta elastici in accelerazione, al 5% dello smorzamento critico, calcolati in *free field* e riferiti ad un determinato livello di pericolosità sismica (ovvero ad un determinato tempo di ritorno riferito a 475 anni), possono essere confrontati direttamente con il corrispondente spettro di risposta elastico assegnato dall'approccio semplificato di NTC.

Lo spettro di risposta elastico calcolato dovrà essere standardizzato riportandolo nella forma usata da NTC ovvero delimitando i tratti ad accelerazione, velocità e spostamento costante (una procedura possibile è illustrata negli ICMS).

Il confronto dovrebbe essere eseguito in termini di valori spettrali in corrispondenza dell'intervallo di periodo di vibrazione compreso tra 0.15-2.0 s.

Bibliografia

Associazione Geotecnica Italiana, AGI; 1977: *Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche*.

Associazione Geotecnica Italiana, AGI; 2005: *Associazione Geotecnica Italiana - Linea guida. Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica*. Patron Editore, Bologna.

Circolare 05/01/2010, n. 484 - *Soccorso delle popolazioni colpite dal terremoto dell'Aquila del 2009*.

Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, 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.

Norme Tecniche per le Costruzioni, NTC; 2008: *Decreto Ministeriale 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 (ultimo accesso settembre 2014) e relativa circolare esplicativa.

Sanò T., Pugliese A.; 2012: *Accelerogrammi artificiali nelle analisi di amplificazione sismica locale*, IJEGE,2,2012.

GROUND MOTION AMPLIFICATION AT SITES WITH PRONOUNCED TOPOGRAPHY: THE CONTROVERSIAL ROLE OF LOCAL GEOLOGY

M. Pischiutta, A. Rovelli
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Seismology and Tectonophysics, Rome, Italy

Introduction. The topographic amplification of seismic waves has received an increasing interest in the last four decades following observations of large amplification on mountain tops (e.g. Davis and West, 1973; Griffiths and Bollinger, 1979; Çelebi, 1987; Umeda *et al*., 1987; Kawase and Aki, 1990; Ponti and Wells, 1991; Hartzell *et al.,* 1994; Pedersen *et al*., 1994a; Chavez-Garcia *et al*., 1996). The recurrence and consistency of these observations has motivated much work both in terms of theoretical investigations and numerical simulations of the diffraction of seismic waves caused by the topography (e.g. Bouchon, 1973; Bard and Tucker, 1985; Géli *et al*., 1988; Anooshehpoor and Brune, 1989; Gaffet and Bouchon, 1989; Sanchez-Sesma and Campillo, 1991; Pedersen *et al*., 1994b; Le Brun *et al*., 1999; Paolucci, 2002).

The simulations and the observations are often in qualitative agreement with the amplification at the topography top and for wavelengths comparable to the mountain width. The disagreement concerns the calculated amplification level that tends to underestimates observations. This discrepancy has suggested that other effects could be responsible of the amplification effect, as the geological setting, complicated incident wave field, more complex topography, etc. (Bard and Chaljub, 2009).

Beside strong amplification, topographic irregularities have been recognized to produce directional effect of resonance; the scattered wave field is polarized in a site-characteristic direction. Spudich *et al*. (1996) found that directional amplification occurs transversally to the hill major axis, as subsequently assessed by several other authors (e.g., Del Gaudio and Wasowski, 2007; Massa *et al*., 2010; Pischiutta *et al*., 2010). In the framework of a statistical study performed using stations of the Italian seismic network to check the recurrence of directional amplification effects, Pischiutta *et al*. (2010, 2011) and Rovelli *et al*. (2011) investigated the relation between the direction of maximum amplification and the hill elongation at around 40 selected stations of the Italian seismic network. They found that only the 25% of stations showed an angular relation between directional amplification and the hill elongation ranging from 80 and 90 degrees. The same conclusions were reached by Burjanek *et al*. (2014a, 2014b) who investigated the relation between the S-wave velocity profiles and the amplification occurrence at 25-instrumented sites with complex topography in Switzerland and Japan. They stressed that the amplification was controlled primarily by the sub-surface velocity structure and they did not identify any link between the surface topography and the observed response at the studied 25 sites.

Thus recent findings have suggested that large systematic amplifications at topographic sites cannot be explained by surface geometry only, and that although the effect of geometry is present, it cannot be simply decoupled from the site response.

We think that directional amplification observed at sites with pronounced topography are often correlated with rock fractures. This feature has not considered adequately so far. Here we propose a model that could explain directional amplification. Similar effects have been recently observed (Marzorati *et al.,* 2011) and associated to gravitational instabilities (Burjanek *et al*., 2010) as well as to fault damage zones (Falsaperla *et al*., 2010; Pischiutta *et al*., 2012, 2013; Di Giulio *et al*., 2013). Pischiutta *et al*. (2014) interpreted the strong polarization in terms of fracture fields that make the rock more compliant in the strike-transverse direction (Pischiutta *et al*., 2012, 2014).

Directional amplification effects on topographic irregularities and elongated ridges: results from previous studies. A statistical study on stations of the Italian seismic network was performed by Pischiutta *et al*. (2011) and Rovelli *et al*. (2011) to investigate the recurrence of

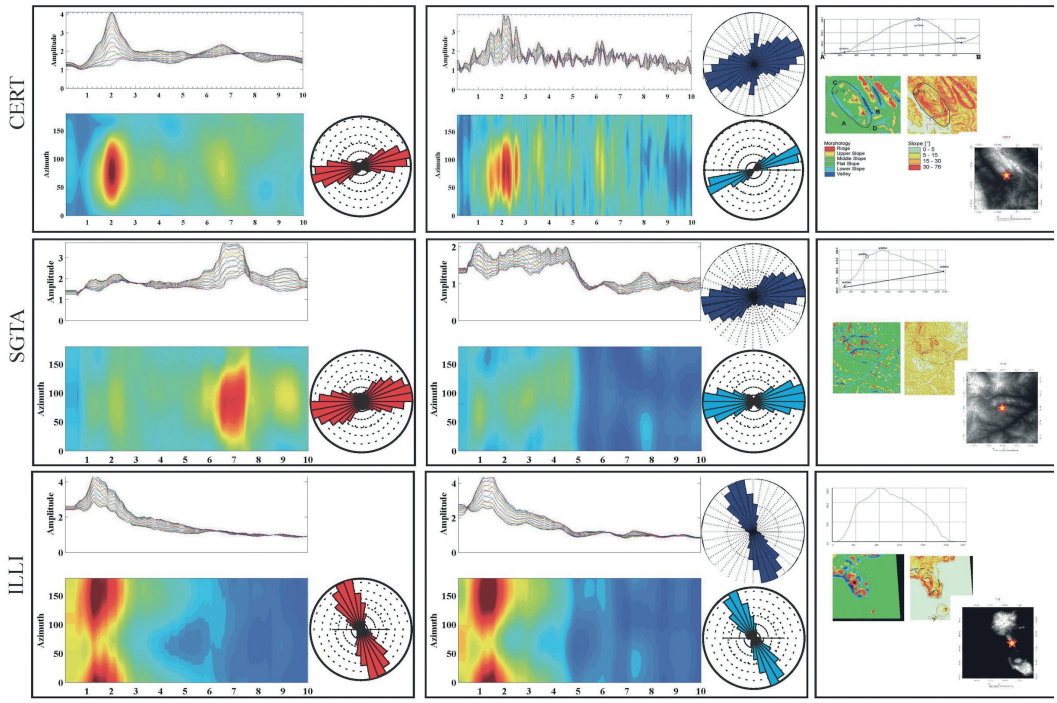


Fig. 1 – Results of polarization analysis for three representative stations. The top panel shows the polarization result at station CERT (Cerreto Laziale), on a 1 km wide and 300 m high ridge with a nearly ellyptical shape. This station is an example of a systematic directional amplification occurring transversally to the topographic elongation. The middle and bottom panels represent results from stations SGTA (Sant'Agata Puglia) and ILLI (Lipari), respectively.

horizontal directional amplification at rock sites and the relation with topography. Ambient noise and earthquake records of 226 three-component seismological stations installed on apparently stiff rock were investigated using H/V spectral ratios and horizontal polarization analysis. At first, H/V spectral ratios of ambient noise were calculated on rotated horizontal components from 0° to 180°, indicating that 127 (56% of the initial data set) of stations was affected by a significant amplification in site-dependent frequency bands (HVSR amplitude >2). This effect was also found to be strongly directional. A strict criterion, based on the covariance matrix diagonalization (Jurkevics, 1988) was then applied to select sites with a strong local tendency to polarize ground motion in the horizontal plane. Results indicated that 81 (36% of the initial data set) honored this condition. In order to check the stability of the effect, excluding the possibility that they could be artifacts of the noise signals or that they could be related to human activities, the analysis was repeated using earthquake records selected among those occurred in Italy in the period January 2008 – March 2011, with magnitude higher than 3. Pischiutta *et al.* (2011) concluded that an horizontal amplification larger than 2 was found at 66 stations (29% of the initial data set, which is a not negligible percentage) and that this amplification was strongly directional.

Because of the Italian territory is affected by significant topographic variations, inevitably many stations of the Italian Seismic Network are installed on topographic irregularities. In order to characterize the local topographic conditions they have analyzed the DEM finding that, as expected, the most part of the selected stations showing directional amplification are installed on topographic irregularities (Rovelli *et al.*, 2011).

In Fig. 1 we provide a local-scale description for three stations chosen as representative of the most common cases. The top panel is relative to station CERT (Cerreto Laziale) located on

the top of an elongated ridge with an elevation of 300 m from the valley and about 1 km wide. The topography isolines are drawn in the top-right inset. Also ambient noise polarization (red rose diagram) and earthquake polarization (blue rose diagram) at station CERT are compared, the contour map of H/V spectral ratios being shown as well. On the Cerreto Laziale hill, predominant polarization is oriented N80°, there is a strict consistency between ambient noise and earthquake polarization, and the predominant azimuth is transversal to the hill major axis. During earthquakes, horizontal motion polarization can have a strong influence on the response of engineered structures, their rigidity too depending on azimuth. Measures of intensity shaking were proposed in the past to take into account the ground motion variability versus azimuth. Boore *et al*. (2006) defined GMRotDnn as response spectra obtained for period-dependent rotation angle, where nn is the fractile of the geometric means for rotation angles $0° < \theta < 180°$ sorted by amplitudes (e.g. GMRotD50 is the median value and GMRotD100 is the largest geometric mean over all rotation angles). Response spectra were computed for rotation angles from 10° to 180° with increments by 10°. In Fig. 1 we also compare the maximum amplitude azimuth of response spectra (cyan rose diagram) with the horizontal polarization calculated by using seismic events (blue rose diagram). We found a good consistency between response spectra and polarization analysis in terms of polarization direction.

Analogously, in the middle and bottom panels results of stations ILLI (Lipari) and SGTA (Sant'Agata di Puglia) are drawn, respectively. At these stations the directional amplification effect is evident even though the directional amplification effect occurs in a direction that is not orthogonal to the topography elongation. Pischiutta *et al*. (2011) also calculated the observed response spectra by rotating the horizontal components, finding largely different amplitudes for different directions of motion. They deduced the potential amplification from the comparison of the observed response spectra for a number of earthquakes and ground motion prediction model, finding a general (but not systematic) tendency of GMPEs to underestimate the observed amplification levels. More details can be found in Pischiutta *et al*. (2011) and Burjanek *et al*. (2014b).

The main finding of Pischiutta *et al*. (2011) statistical study was that surprisingly at least 30% of stations of the Italian seismic network are unexpectedly affected by directional amplification and horizontal polarization. This observation was consistently found using ambient noise and earthquake recordings. We stress that these stations were installed in a rocky environment (supposedly stiff rock) to exclude as much as possible the contribution of the site, and so no site amplification would be expected.

The conclusion by Rovelli *et al*. (2011) was that the orthogonal relation between directional amplification and hill elongation was found for only 25% of total stations. This means that the remaining 75% have a variable geometrical relation with topography.

Also Burjanek *et al*. (2014a) performed a systematic study using 25 stations with pronounced topography of Swiss CHNet and Japanese KiK-net sites. The advantage of using these sites was that a detailed site characterization was available, including measured S-wave velocity profiles down to 30-100 m. They found that many stations on rock sites (EC8 class A) did not exhibit any systematic amplification even if installed in pronounced topography conditions. On the other hand, the rest of the sites (non EC8 class A) presented systematic frequency dependent amplification, ground motion vibrating along site-specific directions. This feature was observed on the both ambient vibration and earthquake recordings, the effect being source independent. Burjanek *et al*. (2014a) finally stressed that some of sites identified as outcropping rock sites looking at the borehole lithology log, were characterized by Vs30 values which are usually measured in sediment sites (see Fig. 2).

All the described studies concluded that the strong systematic amplification observed at sites with pronounced topography is controlled by subsurface velocity structure, rather than the shape of the topography. Thus, although the effect of geometry is present, it cannot be simply decoupled from the site response, as assessed by Burjanek *et al*. (2014b).

CODE	Borehole depth (m)	Vs100 (m/s)	Vs30 (m/s)	EC8 Class	f_0^{ampl} (Hz) / f_0^{pol} (Hz)	Lithology
AICH07	201	1001	428	B	-	Gravel and Sand (14m), Gneiss
NARH01	99	792	338	C	-	Slate
WKYH08	112	590	344	C	1.7 / 1.8	Hard weathered sandstone (27m), Sandstone
KMMH10	300	712	463	B	-	Talus deposit (11m), Sandstone, Shale
NGSH06	200	1803	1421	A	-	Strongly weathered green schist (7m),Schist
OITH10	100	1366	837	A	-	Clay (4m), Sandstone / Shale
MYGH09	100	560	358	C	13.5 / 16.0	Sand+Gravel(6m), Ash breccia and Curd / Silt
EHMH08	100	729	364	B	-	Gravel clay mixed (18m), Green and red shale rock
KGSH12	150	977	452	B	-	Aplite (25m), Granodiorite
YMGH15	110	1120	549	B	7.1 / 6.3	Weathered crystalline schist (16m), Sandy / Pelticschists
KNGH20	106	503	273	C	-	Soil (2m), Tuff, Conglomerate
SZOH34	118	699	430	B	6.4 / 6.0	Loam (13m), Lapilli tuff, Sandstone / Conglomerate / Basaltic rock
SZOH35	300	324	158	D	2.1 / 1.5	Sand and Gravel (13m), Rocks / Basaltic rock, Ash breccia and Curd
CHBH16	2003	542	361	B	-	Mudstone / Sandstone interbedded (140m)
ACB	-	-	658	B	-	Station in weathered rock (Jurassic sediments), about 10m below the surface. Surface material: gravels
AIGLE	-	-	1243	A	-	Station about 20m below the surface in rock: Jurassic (Malm) sediments ,limestones
BALST	-	-	1348	A	-	Rock: Jurassic (Malm) sediments,
FLACH	-	-	610	B	5.6 /4.8	Lower Freswater Molasse (USM, Aquitanien): layered sandstones, marl and conglomerates; Surface material: unconsolidated, loose scree.
HASLI	-	-	1603	A	-	Rock: Jurassic (Malm) sedimentshard, massive limestone
MUO	-	-	1086	A	-	Lower Cretaceous limestone
PLONS	-	-	1810	A	-	Permian sedimentary rock(Verrucano)
SLE	-	-	686	B	-	Mesozoic sediment ridge (limestone and marl)
STEIN	-	-	387	B	-	Rock composed of sediments of the Upper Freshwater Molasse (OSM, Miocene). Surface material: loose sediments.
SULZ	-	-	1028	A	-	Mesozoic sediment ridge (massive limestones)
WILA	-	-	683	B	4.2 /4.1	Unsorted conglomerates (Nagelfluh) (Upper Freshwater Molasse)

Fig. 2 – Redrawn from Burjanek *et al*. (2014a, 2014b). Site characterization of the sites located on ridges. EC8 classification is based on Vs30 values. The colour of the field in the 6th column distinguishes the level of directionality: strong directionality (red), weak directionality (green), no directionality + no amplification (blue), not classified (white).

Directional amplification as the effect of fractured rocks. The Campo Imperatore case-study. It is well known that a typical condition that favors amplification of horizontal motions is the presence of compliant horizontal layers over stiffer bedrocks. Such cases produce increasing amplitudes of the incident seismic input and increasing ground motion duration due to seismic energy that is trapped and resonates between the free surface and the bedrock interface. Vertical discontinuities have been shown to produce variations of ground motion (e.g. Irikura and Kawanaka, 1980) that can generate trapped-waves and large motion amplification parallel to the fault zone (e.g. Ben-Zion and Aki, 1990; Li *et al.,* 1994; Mizuno and Nishigami, 2006). On the other hand, various recent observations of ground motion in fault zone environments documented a strong directional amplification with high angle to the fault strike (e.g. Rigano *et al.,* 2008; Di Giulio *et al.,* 2009; Pischiutta *et al.,* 2012). Using both volcanic tremor and local earthquakes, Falsaperla *et al.* (2010) found clear motion polarizations at stations in the crater area of Mt Etna, with polarization directions varying among sites but everywhere transverse to the orientation of the local fracture field. Nevertheless in non-volcanic settings too the predominant fracture orientation has been recognized to affect polarization, with an orthogonal relation between fracture directions and observed polarization (Pischiutta *et al.*, 2013). Pischiutta *et al.* (2012) concluded that the polarization of amplified motion tends to be near perpendicular to the orientation of the predominant fracture field expected from analogical and numerical modeling. Moreover, Pischiutta *et al.* (2014) recently found an orthogonal relation between ground motion polarization and S-wave fast direction in the Val d'Agri region. Therefore, they postulated that the existence of an anisotropic medium represented by fractured rocks causes shear wave velocity to be larger in the crack-parallel component (making S wave velocity to be higher in fracture-parallel direction) and compliance to be larger perpendicular to the crack strike (causing ground motion polarization in the fracture-perpendicular direction).

In a different framework, Burjànek *et al.* (2010, 2012) found strongly polarized motions on unstable mountain slopes on Swiss Alps and ascribed the effect to the resonance of rock blocks separated by large open cracks (see also Moore *et al.,* 2011). Marzorati *et al.* (2011) related directional ground motions on a ridge to large open fractures, polarization direction being transversal to the fractures. These are cases where directional horizontal motions occur but the amplification level is not controlled by topography. In other words, geometry of topography is not the main factor controlling amplification.

We have assessed ground motion polarization across the damage zone of the Campo Imperatore fault, Abruzzo, Central Italy. This site was chosen because of the coexistence of the two factors so far recognized to have an influence on directional amplification effects: topography and fractured rocks. This study is still in progress but some preliminary results are shown in Fig. 3. The fault is oriented ENE-WSW and the footwall block of the Campo Imperatore fault zone is exposed on a pronounced crest. The relief is elongated in a nearly fault-parallel direction, up to 500 m high. The other important reason why we chose this site is that a very detailed structural geological survey has been carried out. Exactly in the same sector where structural geological features were measured, we acquired ambient noise for around 1 hour, using 25 stations along a 200 m transect crossing the fault. Stations were installed exactly in the sector where structural geological features were measured. Signals were processed to compute the horizontal-to-vertical noise spectral ratio as a function of frequency and direction of motion. Wavefield polarization was investigated in the time–frequency domain as well. In Fig. 3 we show results at four stations (CAM2, CAM 11, CAM15 and CAM20) drawing the rose diagram (cyan) obtained by the covariance matrix analysis as well as HVSR contour plots (the amplitude scale is different for each plot). We report measures of extensional fractures and faults at one location (violet star), through violet circular histograms. We find that, in spite of the high complexity of results, the observed polarization pattern is generally oriented orthogonal to the outcropping predominant fracture fields, confirming the existence of a high angle relation between ground motion polarization and fracture fields.

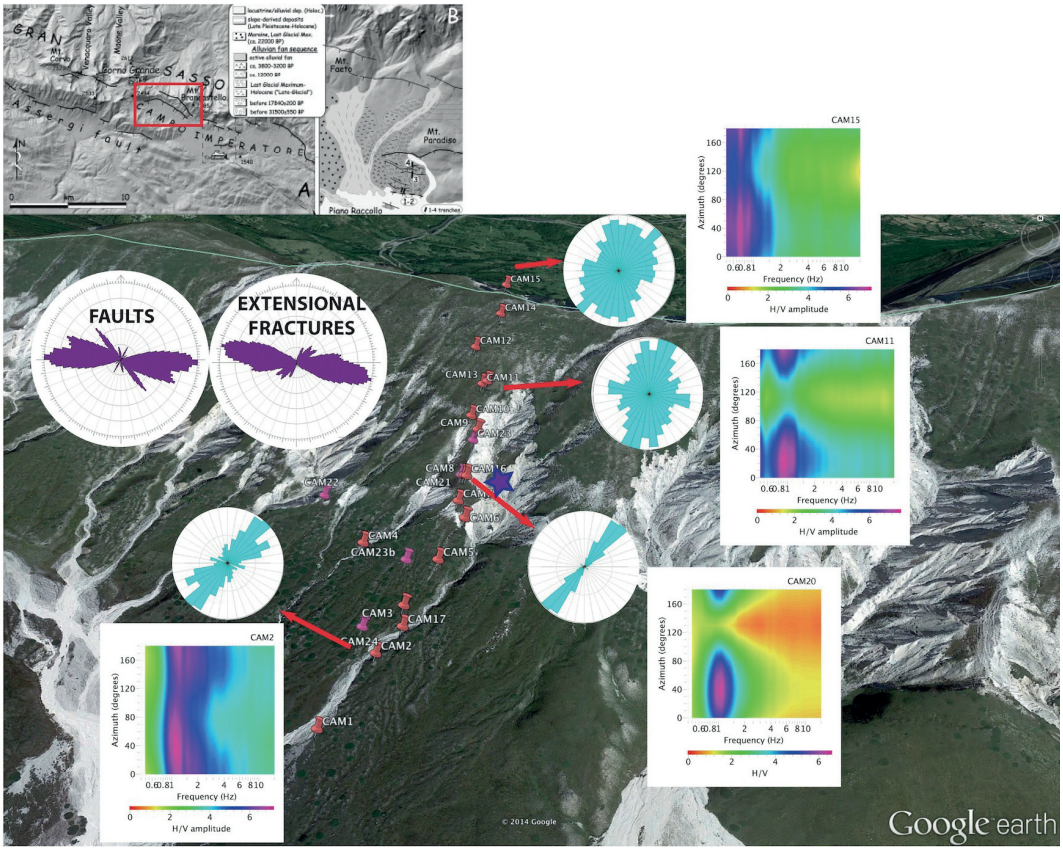


Fig. 3 – Ambient noise polarization at four stations installed across the Campo Imperatore normal fault (CAM2, CAM 11, CAM15 and CAM20). At each station the rose diagram (cyan) obtained by the covariance matrix analysis are drawn as well as HVSR contour plots (the amplitude scale is different for each plot). The strike of faults and extensional fractures measured by a detailed geological survey at one location (violet star) are reported as well through violet circular histograms.

Since the hill morphology is parallel to the fault, polarization is found to be nearly orthogonal to the hill elongation. We stress that the earth surface morphology has a strict relation with fracture zones (areas of more intense, closely spaced fracturing) or other discontinuities (faults, geologic contacts) that undergo differential weathering. In fact, fractured zones are more susceptible to mechanical and chemical weathering than unfractured rocks (Mabee *et al*., 1994). This is the common link between tectonics and the earth surface morphology.

Conclusions. According to Burjanek *et al*. (2014b) the main conclusion is that the amplification is controlled in first place by the sub-surface rock properties and cannot be simply ascribed to the topography geometry. Previous papers stress that:

1 The subsurface velocity and structure play a major role. Burjanek *et al*. (2014a, 2014b) have found that the rock sites (EC8 class A) with pronounced topography did not exhibit any systematic amplification on average whereas the rest of the sites (non EC8 class A) presented systematic frequency dependent amplifications.
2 The observed amplifications are strongly directional. Burjanek *et al*. (2014b) and Pischiutta *et al*. (2011) assessed that a general link between polarization and topography elongation has not been identified yet since the expected transversal relation was not recurrently found.
3 Effects are very persistent. Pischiutta *et al*. (2011) have found that 29% of rock stations

in Italy suffer directional amplification in the horizontal plane, with a consistent effect between ambient noise and earthquake records.

Although the geometry of the surface has an effect on the ground motion, this effect is small (in general a factor of 2, see Lee *et al*., 2009). The observed large amplifications at topographic sites are probably related to site-geological as variations of subsurface velocity surface and fractured rocks. The latter would explain also the observed directionality of amplification. A common link between topography and fractures can be found in terms of lineaments which reflect stress state and tectonics at the regional scale, where topography and tectonic features are coaxial.

References

Anooshehpoor A. and Brune J. N.; 1989: *Foam rubber modelling of topographic and dam interaction effects at Pacoma Dam*. Bull. Seismol. Soc. Am., **79**, 1347-1360.

Bard P.-Y. and Chaljub E.; 2009: *Effets of surface topography on seismic ground motion: recent results, remaining issues and needs*, AGU09, San Francisco, 17/12/2009.

Bard P.-Y. and Tucker B.E.; 1985: *Underground and ridge site effects: a comparison of observation and theory*. Bull. Seismol. Soc. Am., **75**, 905-922.

Ben-Zion Y. and Aki K.; 1990: *Seismic radiation from an SH line source in a laterally heterogeneous planar fault zone*. Bull. Seismol. Soc. Am., **80**, 971– 994.

Boore D.M., Watson-Lamprey J. and Abrahamson N.A.; 2006: *Orientation-Independent Measures of Ground Motion*. Bull. Seism. Soc. Am., **96- 4A**, 1502-1511.

Bouchon M.; 1973: *Effect of topography on surface motion*. Bull. Seismol. Soc. Am., **63**, 615-632.

Burjanek J., Gassner-Stamm G., Poggi V., Moore J. R. and Fah D.; 2010: *Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope*. Geophys. J. Int., **180:2**, 820-828.

Burjanek J., Moore J.R., Yugsi-Molina F.X. and Fah D.; 2012: *Instrumental evidence of normal mode rock slope Vibration*. Geophys. J. Int., **188:2**, 559-569.

Burjanek J., Edwards B. and Fah D.; 2014a: *Empirical evidence of local seismic effects at sites with pronounced topography: a systematic approach*. Geophys. J. Int., doi: 10.1093/gji/ggu014, in press.

Burjanek J., Fah D., Pischiutta M., Rovelli A., Calderoni G. and Bard, P.-Y., NERA-JRA1 working group: 2014b: *Site effects at sites with pronounced topography: overview and recommendations report for EU project NERA*, 64 pp, doi: 10.3929/ethz-a-010222426.

Çelebi M.; 1987: *Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake*. Bull. Seismol. Soc. Am., **77**, 1147-1167.

Chavez-Garcia F.J., Sanchez L.R. and Hatzfeld D.; 1996: *Topographic site effect and HVSR. A comparison between observation and theory*. Bull. Seismol. Soc. Am., **5**, 1725-1743.

Davis, L. L., and West L. R.; 1973: *Observed effects of topography on ground motion*. Bull. Seismol. Soc. Am., **63**, 283-298.

Del Gaudio V. and Wasowski J.; 2007: *Directivity of slope dynamic response to seismic shaking*. Geophys. Res. Lett., **34**, L12301.

Di Giulio G., Cara F., Rovelli A., Lombardo G. and Rigano R.; 2009: *Evidences for strong directional resonances in intensely deformed zones of the Pernicana fault, Mount Etna, Italy*. J. Geophys. Res., **114**, doi:10.1029/2009JB006393.

Falsaperla S., Cara F., Rovelli A., Neri M., Behncke B. and Acocella V.; 2010: *Effects of the 1989 fracture system in the dynamics of the upper SE flank of Etna revealed by volcanic tremor data: the missing link?* J. geophys. Res., **115(B11306)**, doi:10.1029/2010JB007529.

Gaffet S. and Bouchon M.; 1989*: Effects of two-dimensional topographies using the wavenumber boundary integral element method in P-SV cases*. J. Acoust. Soc. Am., **85**, 2277-2283.

Geli L., Bard P.-Y. and Jullien B.; 1988: *The effect of topography on earthquakes ground motion: a review and new results*. Bull. Seismol. Soc. Am., **78**, 42-63.

Griffith D.W. and Bollinger G. A.; 1979: *The effect of Appalachian mountain topography on seismic waves*. Bull. Seismol. Soc. Am., **69**, 1081-1105.

Hartzell S. H., Carver D. L. and King K. W.; 1994*: Initial investigation of site and topographic effects at Robinwood ridge*. California. Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 1336-1349.

Irikura K. and Kawanaka T.; 1980: *Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure*. Bull. Disaster Prev. Inst. Kyoto Univ., **30(3),** 81–96.

Jurkevics A.; 1988: *Polarization analysis of three component array data*. Bull. Seism. Soc. Am., **78**,1725-1743.

Kawase H. and Aki K.; 1990: *Topography effect at the critical SV-wave incidence: possible explanation of damage pattern by the Whittier Narrows, California, earthquake of 1 October 1987*. Bull. Seismol. Soc. Am., **80**, 1-22.

Le Brun B., Hatzfeld D. and Bard P.-Y.; 1999: *Experimental study of the ground-motion on a large scale topographic hill a Kitherion (Greece)*. J. Seismology, 3, 1-15.

Lee S.J., Chan Y.C., Komatitsch D., Huang B. S. and Tromp J.; 2009: *Effects of realistic surface topography on seismic ground motion in the Yangminshan region of Taiwan based on the spectral-element method and LiDAR DTM*. Bull. seism. Soc. Am., **99**, 681–693.

Li Y.G., Aki K., Adams D., Hasemi A. and Lee W.H.K.; 1994: *Seismic guided waves trapped in the fault zone of the Landers, California, earthquake of 1992*. J. geophys. Res., **99**, 11 705–11 722.

Mabee B.S., Hardcastle K. and Wise D.U: 1994: *A Method of Collecting and Analyzing Lineaments for Regional-Scale Fractured-Bedrock Aquifer Studies*. Ground Water, **32-6**, 885-894.

Massa M., Lovati S., D'Alema E., Ferretti G. and Bakavoli M.; 2010: *An experimental approach for estimating seismic amplification effects at the top of a ridge, and the implication for ground-motion predictions: the case of Narni, central Italy*. Bull. Seism. Soc. Am., **100:6**, 3020–3034, doi: 10.1785/0120090382.

Marzorati S., Ladina C., Falcucci E., Gori S, Saroli M., Ameri G. and Galadini F.; 2011: *Site effects on the rock: the case of Castelvecchio Subequo (L'Aquila, central Italy)*. Bull. Earthquake Eng., **9**, 841–868, doi: 10.1007/s10518-011-9263-5.

Moore J., Gischig V., Burjanek J., Loew S. and Fah D.; 2011: *Site effects in unstable rock slopes: dynamic behavior of the Randa instability (Switzerland)*. Bull. seism. Soc. Am., **101(6)**, 3110–3116.

Mizuno T. and Nishigami, K.; 2006: *Deep structure of theNojima fault, southwest Japan, estimated from borehole observation of fault-zone trapped waves*. Tectonophysics, **417**, 231–247.

Paolucci R.; 2002: *Amplification of earthquake round motion by steep topographic irregularities*. Earthquake Engng Struct. Dyn., **31**, 1831-1853.

Pedersen H.A., Le Brun B., Hatzfeld D., Campillo M. and Bard P.-Y.; 1994a: *Ground-motion amplitude across ridges*. Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 1786-1800.

Pedersen H.A., Sánchez-Sesma F. A., Campillo M.; 1994: *Three-dimensional scattering by two dimensional topographies*. Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 1169-1183.

Pischiutta M., Cultrera G., Caserta A., Luzi L. and Rovelli A.; 2010: *Topographic effects on the hill of Nocera Umbra, central Italy*. Geophys, J. Int., **182:2**, 977–987, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04654.x.

Pischiutta M., Rovelli A., Vannoli P. and Calderoni G.; 2011: *Recurrence of horizontal amplification at rock sites: a test using H/V based ground motion prediction equations*, 4th IASPEI / IAEE International Symposium, Santa Barbara (CA), August 23- 26.

Pischiutta M., Salvini F., Fletcher J., Rovelli A. and 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*. Geophys. J. Int., **188(3)**, 1255–1272.

Pischiutta M., Rovelli A., Salvini F., Di Giulio G. and Ben-Zion Y.; 2013: *Directional resonance variations across the Pernicana Fault, Mt Etna, in relation to brittle deformation fields*. Geophys. J. Int., **193**, 986–996, doi:10.1093/gji/ggt03.

Pischiutta M., Pastori M., Improta L., Salvini F. and Rovelli A.; 2014: *Orthogonal relation between wavefield polarization and fast S-wave direction in the Val d'Agri region: an integrating method to investigate rock anisotropy*, J. Geophys. Res, **119**, 1–13, doi:10.1002/2013JB010077.

Ponti D. J. and Wells R.E.; 1991: *Off-fault ground ruptures in the Santa Cruz Mountains, California: Ridge-top spreading versus tectonic extension during the 1989 Loma Prieta earthquake*. Bull. Seismol. Soc. Am., **81**, 1480-1510.

Rigano R., Cara F., Lombardo G. and Rovelli A.; 2008: *Evidence for ground motion polarization on fault zones of Mount Etna volcano*. J. Geophys. Res., **113**, B10306, doi:10.1029/2007JB005574.

Rovelli A., Pischiutta M., Pessina V. and Vannoli P: 2011: *A statistical study of horizontal polarization at stations of the Italian seismic network: the role of topographic irregularities and elongated ridges*. AGU11, San Francisco, 9/12/2011.

Sanchez-Sesma F.J. and Campillo, M.; 1991: *Diffraction of P, SV, and Rayleigh waves by topographic features: A boundary integral formulation*. Bull. Seismol. Soc. Am., **81**, 2234-2253.

Spudich P., Hellweg M. and Lee W.H.K.; 1996: *Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions*. Bull. seism. Soc. Am., **86**, S193–S208.

Umeda Y., Kuroiso A., Ito K., Saeki T.; 1986: *High accelerations in the epicentral area of the Western Nagana Prefecture, Japan earthquake of 1984*. J. Seismol. Soc. Jpn., **39**, 217-228.

FIRST LEVEL SEISMIC MICROZONING OF SULMONA (CENTRAL ITALY): MAJOR RESULTS AND EVIDENCES OF 2D/3D AMPLIFICATION

A. Pizzi[1], L. Luzi[2], F. Galadini[3], E. Miccadei[1], E. Piacentini[1], G. Pipponzi[4], A. Di Domenica[1], M. Basi[5], R. Carrozzo[6], C. Di Nisio[7], A. A. Gomez-Capera[2], M. Massa[2], R. Puglia[2], G. Scarascia Mugnozza[8], M. Sciarra[1], T. Urbano[1]

[1] Dipartimento di Ingegneria e Geologia, Università G.d'A. di Chieti-Pescara, Italy
[2] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Milano, Italy
[3] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di L'Aquila, Italy
[4] USRC, Ufficio Speciale per la Ricostruzione dei Comuni Cratere, Fossa (AQ), Italy
[5] Regione Abruzzo, Protezione Civile Ufficio Rischio Sismico, L'Aquila, Italy
[6] Archivio di Stato, Sulmona (AQ), Italy
[7] Libero Professionista, Sulmona (AQ), Italy
[8] Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza, Roma, Italy

Introduction. The city of Sulmona (AQ, Italy) lies above a deep sediment-filled active tectonic basin, flanked by steep uplifted carbonate blocks. It is characterized by a series of complex geological, geomorphological and tectonic features which can determine important seismic amplifications due to the local stratigraphic effects, buried topography and to instability phenomena like those linked to active and capable normal faults and landslides. Here we show the results of the first level Seismic Microzoning (MS) and we discuss the possible implication for 2D or 3D amplification effects from earthquake records.

The first level of MS study in the Sulmona city represents the first step of a "pilot study" that the Abruzzo Region, referring to the OPCM 3907 and the LR n. 28 of the 11.08.2011, has committed to the Engineering and Geology Department (InGEO) of the University "G. d'Annunzio" of Chieti-Pescara in collaboration with the INGV (branch of Milan for the HVSR measurement and branch of Rome for the study of the historic seismicity), with the purpose of complete the MS third level of the Sulmona city.

The Sulmona basin is an intramontane depression developed with a NW-SE trend in the more external portion of the Abruzzi central Apennines. It extends with width between 4 and 7 km, for a length of 21 km, it is limited to the east by the Mt. Morrone active normal faults system (Vittori *et al*., 1995; Miccadei *et al*., 1999; Gori *et al*., 2014 with references) and it is filled by a thick sequence of fluvio-lacustrine Quaternary continental deposits.

The available field geological-structural studies and few subsurface geophysical data (eg., Di Filippo e Miccadei, 1997) suggest a half-graben-like geometry of the basin with a wedge pattern of the some hundreds of meters thick infilling Quaternary deposits.

The late-Quaternary activity of the Mt. Morrone fault has been documented by several authors and, on the base of empiric criteria, its capability has been evaluated to produce a Mmax equal to 6.5-6.7 (eg., Barchi *et al*., 2000; Pizzi *et al*., 2002). Despite the seismic history of Sulmona is particularly rich of seismic events with effects above the damage threshold, there are no certain information about the activation of this fault in historic times. Also the earthquake of the third of November 1706, in fact, which produced an intensity (I) of 9-10 MCS in the area of Sulmona (Locati *et al*., 2011), has been attributed, on the base of the damage distribution, to a different seismogenic source.

On the base of archeoseismological studies (Galadini and Galli, 2001; Ceccaroni *et al*., 2009), instead, the major probability of the last activation of the Mt. Morrone fault could be attributed to a seismic event happened in the II century A.D., responsible of important collapses diffused in the Sulmona area, and that maybe could represents the most strong earthquake of the local seismic history. However, following this hypothesis we need to consider that about two thousand years of inactivity represent a long recurrence interval for typical Apennine normal fault, highlighting the high seismic hazard for the Mt. Morrone fault.

Moreover, the comparison between the seismic intensities of the Sulmona surrounding area with regard of several historical earthquakes (eg., 1349, 1456, 1706, 1915, 1933, 1984 and 2009) highlights that, in some cases, the city of Sulmona has suffered the most heavy damages

(DBMI11 database, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/). This could suggest that, for this city, the consequences of an earthquake are also dependent from site effects.

The Geological-Technical Map and reconstruction of the subsurface model. The original geological survey provided a lithological and litho-technical characterization of the terrains exposed in the Sulmona area. Regarding the classification of the geological units, they have been divided into marine and continental units. The first commonly represent the geological bedrock units, the second include the Quaternary deposits with a minimum thickness of 3 m.

In particular, we have distinguished Meso-Cenozoic calcareous bedrock units, extensively outcropping along the basin sides. These rocks show middle to very thick strata and are generally strongly fractured giving rise to cataclastic zones along the Mt. Morrone fault zone.

The main Quaternary continental units can be grouped in lacustrine deposits, alluvial deposits (terraced and/or alluvial fan), slope deposits, eluvial-colluvial and landslide deposits. In particular, the stratigraphic succession of the Sulmona basin is made up of fine silty-clay and sandy-silt lacustrine sediments with local intercalations of gravel and conglomerate (*Lower to Middle Pleistocene*). Following the strong regional uplift and the consequent regressive erosion, which characterized the chain from the end of the early Pleistocene, the depositional conditions drastically changed leaving space to a gravelly sand, with silty clay intercalations, fluvial sedimentation. Important detrital supplies and alluvial fans have continuously influenced the sedimentation at the base of the slopes and also in the inner portion of the basin, with more or less intensive phases associated to climatic changes and to the tectonic activity during the Quaternary (e.g., Miccadei *et al*., 1997 with references therein).

For the reconstruction of the geological and lithotechnical setting, field data have been compared and integrated with the available data from boreholes, well, Down-Holes (DH), Cross Holes (CH), SPT, SDMT and geophysical surveys and 42 new noise acquisitions specifically carried out for the MS project. A first analysis of the geological and lithothecnical setting was already carried out within the Region-sponsored Projects "*S.I.S.M.A.*" and "*Microzonazione sismica di secondo livello; indagini e risultati ai fini della progettazione esecutiva della Microzonazione sismica del centro abitato di Sulmona*". In these projects, developed between the 2006 and 2007, were involved the University "La Sapienza" of Rome (scient. resp. G. Scarascia Mugnozza), the Ingegneria Strutture, Acque e Terreno Department of L'Aquila University (scient. resp. G. Totani), the Regione Abruzzo (with E. D. Iannarelli) and G. Naso for the Italian Department of Civil Protection.

Through the boreholes it was possible to constrain, with an appropriate level of confidence, the base of the sandy-gravel deposits attributed to the "Terrazza Alta di Sulmona" (Fig. 1). It is worth noting that the different data coming from DH and CH seismic tests (in addition to the MASWs), generally show Vs values characterized by a clear velocity inversion at 20-30 m depth, and then in correspondence of the transition between the gravelly "Terrazza Alta di Sulmona" unit and the silty-clay lacustrine one.

The synthesis of the underground 2D model has been reconstructed through 11 geological-technical cross section, 9 of which performer in a NE-SW direction and two in a NNW-SSE direction. The NE-SW sections are about perpendicular to the main developing axis of the Sulmona basin, to the main river courses and corresponding terrace escarpments, and to the trace of the active and capable normal faults. The NNW-SSE sections show the relationships between the bedrock and the continental deposits and their probable geometry at depth, moving from the southern bound of the basin toward the depocentral area. Clearly, the correlation performed through the stratigraphic data of all the available boreholes has allowed to represent the lithological variations within every single recognized unit from the field survey and to extrapolate them, with good details, until 20-30 m at depth (mean boreholes depth). The exception is represented by some very deep wells, one of which reaching 435 m (Medibev well) (Fig. 1).

In general, we can recognize the presence of two macroareas, both in the surfaces and at

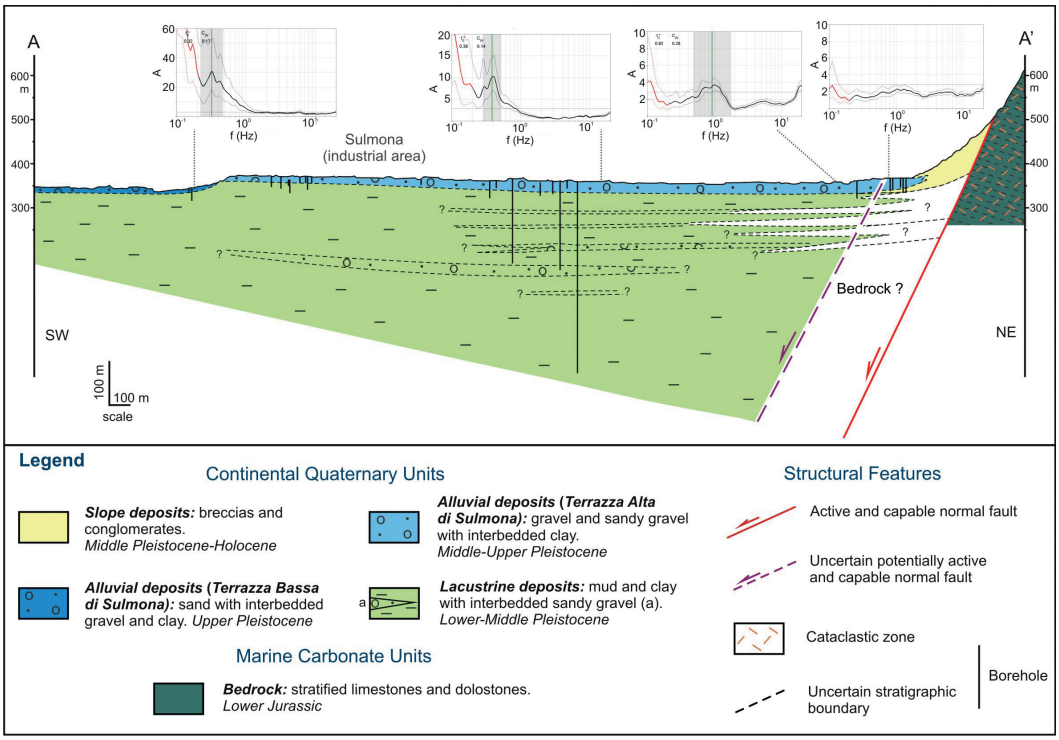


Fig. 1 – Geologic cross-section across the Sulmona tectonic basin. HVSR diagrams are also reported above the topography. See text for explanation. See Fig. 2 for cross-section location.

depth, that have different geological-technical characteristics and that correspond to the present-day areas of the fluvio-lacustrine plane and of the base of the slopes.

The first area corresponds mainly to the inner part of the basin and shows a depocenter deep more than 435 m and filled by a thick (≥ 400 m) fine lacustrine succession, on which lay sandy-gravel terraced alluvial deposits of the Middle-Upper Pleistocene (Terrazza Alta di Sulmona), about 30-40 m thick (Fig. 1), in turn cut and filled by younger alluvial deposits (Upper Pleistocene-Holocene) (Fig. 1).

The second macroarea, in proximity of the carbonate ridges at the border sides of the basin, shows a very different lithostratigraphic and morphological setting. Here the clastic supply from slope and alluvial fans has guided the sedimentation and controlled the complex lateral and vertical transitions with the fine lacustrine deposits within the basin. Fig. 1 schematizes the complex setting of the western slope of the Mt. Morrone. It is bounded by an important active and capable normal fault that determines the contact between the Mesozoic carbonate bedrock, strongly cataclastic, and the slope deposits passing laterally to the terraced alluvial deposits of the Middle-Upper Pleistocene. At the base of the slope, these deposits are probably displaced by an inner splay of the major boundary fault. The main uncertainties regard the area included between the two tectonic structures where the performed noise measurements do not show any frequency of amplification. This kind of response could be attributed either to the presence of the carbonate bedrock in the near surface (eg., downthrown fault block) or to a thick sequence of slope deposits, probably cemented, above the carbonate bedrock.

Considering that within the basin area the carbonate substratum has never been intercepted by any borehole, noise data provided useful constraints on the geometry between the continental succession and the bedrock within the basin. Noise measurements have been carried out in correspondence of 43 sites in the Sulmona basin, with the aim of evaluating their resonant

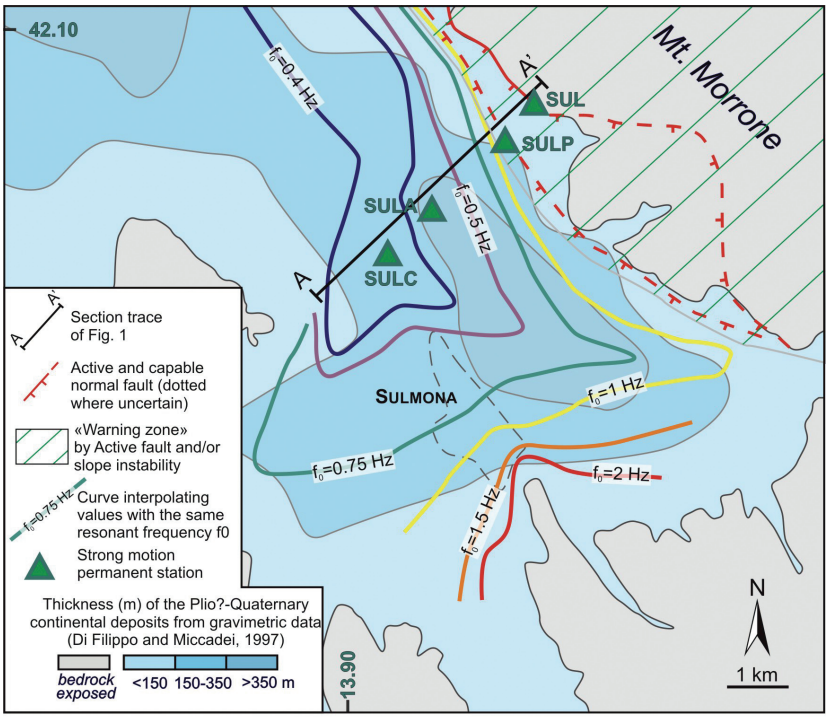


Fig. 2 – Thickness of the Plio-Quaternary continental deposits from gravimetric data (Di Filippo and Miccadei, 1997) and interpolated pattern of the resonant frequency f0, in Hz, obtained by noise measurements (this study). See text for explanation.

frequency (f0). The acquisition, with variable length between 30 and 45 minutes, was performed with a short period sensor (Lennartz LE-3D/5s (www.lennartz-electronic.de) coupled with a Reftek-130 datalogger (www.reftek.com). The continuous signal has been subdivided into 60 s windows and the Fourier spectrum of each window has been calculated considering 1640 frequencies equally spaced in logarithmic scale between 0.01 and 20 Hz. The spectrum has been smoothed using the algorithm proposed by Konno and Ohmachi (2006), fixing the b parameter to 40. The vector composition of the Fourier spectra of the two horizontal components has been subdivided by the Fourier spectrum of the vertical component as proposed by Nakamura (1989, 2000) and the mean and the standard deviation of the ratios have been calculated. In order to compare the noise data with the geological setting the obtained F0 values have been interpolated to reconstruct lines with same value of f0 (Fig. 2). A progressive decrease of the resonant frequency (from 2 Hz to 0.37 Hz) is observed from S to N, which indicates an increasing depth of the sediments from Sulmona to the north (Pratola Peligna). In parallel, the resonant frequencies are progressively increasing from the basin centre to the basin edges (see HVSR data in Fig 1). The peaks observed in correspondence of the resonant frequency are well identifiable in the central part of the basin, indicating a strong impedance contrast between sediment and bedrock. At the base of the Mt. Morrone slope, the H/V curve has very low amplitudes (about 2.7) and the peak corresponding to the resonant frequency is hardly identifiable.

Results of first level microzoning. The map of the homogeneous microzones in seismic perspective (MOPS) summarized the main results of the first level MS of Sulmona. This map, in fact, derives from the comparison of the geological, geothecnical and geophysical data and their integration with the values of the resonance frequencies obtained from the noise measurements. Considering that the urbanized areas and urban development lying almost completely above thick sequences of continental deposits (fluvial-lacustrine succession of the

basin tectonic Sulmona) the MOPS are exclusively represented by " Stable Zone Susceptible for Local Amplification", as well as by the presence of "Unstable Zone".

The comparative analysis between the lithostratigraphic data and those of the resonance frequencies (f0) allowed us to group the "stable zone susceptible for local amplification"in two Macrozones: 1) microzones susceptible for local amplification where f0 <1 Hz; 2) microzones susceptible for local amplification with f0 ≥ 1 Hz. Although this choice has led, almost, to a duplication of the number of micro-zones, it is justified by the fact that the areas with f0 ≥ 1 Hz have a greater engineering interest (phenomenon of double resonance). Despite this distinction has been made on point noise data and knowing that the behavior of seismic waves during an earthquake may be much more complex, we believe this solution provides a first broad grouping for the subsequent numerical modeling of micro-zones.

Further to the above lithostratigraphic and geometry complexity of the buried basin, the achievement of the level 3 of MS is necessary for the presence of different zones and types of instability observed in the Sulmona area.

They include the occurrence of active and capable faults along the slope of Mt. Morrone (Fig. 2), whose definition of the fault trace and expected earthquake parameters must be analyzed through detailed geological and geophysical studies and paleoseismological investigations. Problems of slope instability, due particularly to the phenomena of rock-fall from the very steep slope of the M. Morrone (Fig. 2), also emerged from studies of level 1, which require detailed surveys and geomechanical modeling. Moreover, areas susceptible to instability due to liquefaction and differential settlement have also been identified, respectively, in the recent fine alluvial sediment and in the center of Sulmona, rebuilt several times over a complex stratigraphy of superimposed Roman and medieval archaeological levels.

Hints for a 2D or 3D amplification effects from earthquake records. The Italian Department of civil protection has installed four stations of the permanent strong motion network to monitor the area of Sulmona (see Fig. 2).

Station SULA and SULC are installed in the centre of the plain, SULP in correspondence of a debris fan, while SUL is installed in correspondence of a rock outcrop. Three stations (SUL, SULC and SULA) have contemporarily recorded one seismic event occurred on 2013-02-16 at 21:16:09 GMT (Mw 4.9, Ml 4.8) at an epicentral distance of about 50 km.

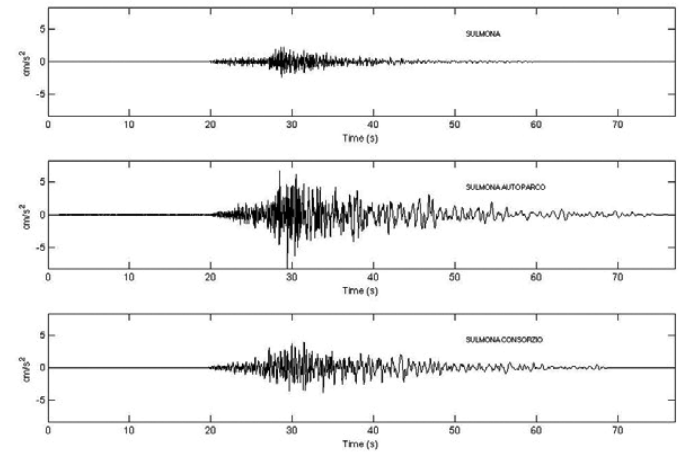
The acceleration, velocity and displacement records are obtained from the Italian accelerometric archive (itaca.mi.ingv.it) and are plotted in Figs. 3a to 3c.

As observed for other intramontane basins [Gubbio: Bindi *et al*. (2009); Norcia: Bindi *et al*. (2011)] there is a remarkable amplification of the ground motion in the centre of the basin, when compared to the rock outcrop, in terms of amplitude ground motion peaks (Tab. 1). In particular, Station SULA has recorded velocity and displacement peaks that are about 6 times the peaks recorded at the rock site SUL. Surface waves, that could be locally generated, are also observed in the records.

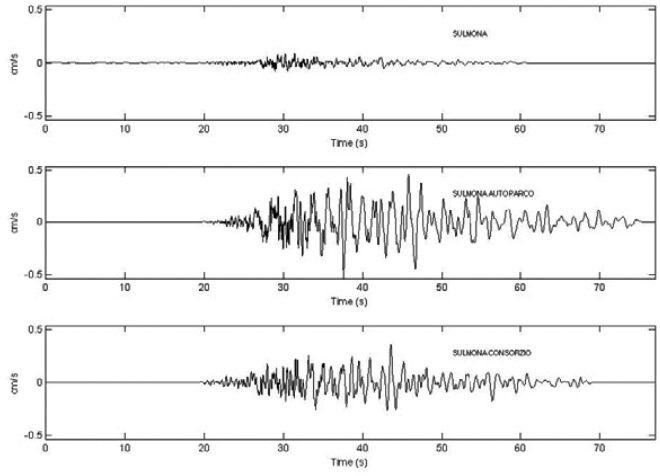
The characteristics of the ground motion recorded at the stations in the basin are hints for a 2D or 3D amplification effects, that should be evaluated after a monitoring of the plain with a seismometric array.

Tab. 1 - Peak ground acceleration, velocity and displacement (in bold the ratio between the peak values of soil sites, SULA and SULC, and the rock site (SUL)

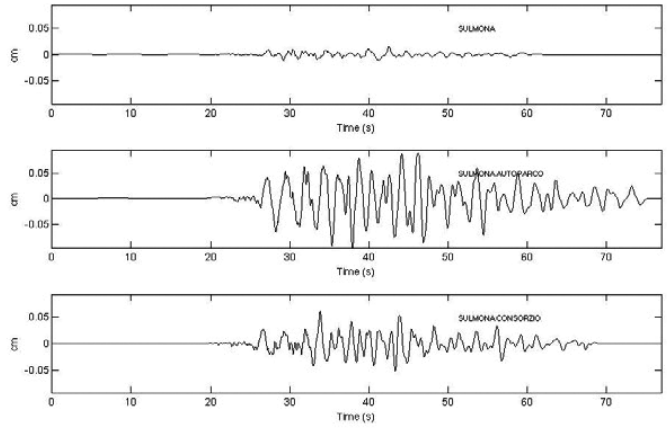
Station	PGA (cm/s2)	PGV (cm/s)	PGD (cm)
SUL	2.342	0.093	0.015
SULA	8.271 (3.53)	0.540 (5.80)	0.093 (6.20)
SULC	4.927 (2.10)	0.363 (3.90)	0.062 (4.13)



(a)



(b)



(c)

Fig. 3 – a) Acceleration; b) velocity; c) displacement recorded at the station Sulmona (SUL), Sulmona Autoparco (SULA) and Sulmona Consorzio (SULC).

References

Barchi M., Galadini F., Lavecchia G., Messina P., Michetti A.M., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E. e Vittori E; 2000: *Sintesi delle Conoscenze sulle Faglie Attive in Italia Centrale: Parametrizzazione ai Fini della Caratterizzazione della Pericolosità Sismica*. CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, p. 62.

Bindi D, D., S. Parolai, F. Cara, G. Di Giulio, G. Ferretti, L. Luzi, G. Monachesi, F. Pacor, and A. Rovelli; 2009: *Site Amplifications Observed in the Gubbio Basin, Central Italy: Hints for Lateral Propagation Effects,* Bulletin of the Seismological Society of America, 99(2A), 741–760, doi:10.1785/0120080238.

Bindi, D., L. Luzi, S. Parolai, D. Di Giacomo, and G. Monachesi; 2011: *Site effects observed in alluvial basins: the case of Norcia (Central Italy)*, Bull Earthquake Eng, 9(6), 1941–1959, doi:10.1007/s10518-011-9273-3.

Ceccaroni E., Ameri G., Gomez Capera A.A., Galadini F.; 2009: *The 2nd century AD earthquake in central Italy: archaeoseismological data and seismotectonic implications*. Natural Hazards, 50, 335-359.

Di Filippo M. e Miccadei E.;1997: *Studio gravimetrico della conca di Sulmona*. Il Quaternario, 10(2), 489-494.

Galadini F. e Galli P.; 2001: *Archaeoseismology in Italy: case studies and implications on long-term seismicity*. Journal of Earthquake Engineering, 5, 35-68.

Gori S., Falcucci E., Dramis F., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P., Pizzi A., Sposato A. e Cosentino D.; 2014: *Deep-seated gravitational slope deformation, large-scale rock failure, and active normal faulting along Mt. Morrone (Sulmona basin, Central Italy): Geomorphological and paleoseismological analyses*. Geomorphology, 208, 88-101.

Konno, K., and T. Ohmachi; 2006: *Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor*, Bulletin of the Seismological Society of America, 88(1), 228–241.

Miccadei E., Barberi R. e Cavinato G. P.; 1999: *La geologia quaternaria della Conca di Sulmona (Abruzzo, Italia centrale)*. Geologica Romana, 34, 58-86

Nakamura, Y.; 2000; *Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications*, Proc. of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand.

Nakamura,Y. and Samizo M.; 1989: *Site Effect Evaluation of Surface Ground using Strong Motion Records* (in Japanese), Proc. 20th JSCE Earthquake Eng. Symposium, 133-136.

Pizzi A., Calamita F., Coltorti M. e Pieruccini P.; 2002: *Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. 1, 923-929.

SESAME; 2005: *Site Effects Assessment using Ambient Excitations*. European project (2005) Deliverable D23.12— Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measure- ments, processing and interpretation. http://www.sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr.

Vittori E., Cavinato G.P. e Miccadei E.; 1995: *Active faulting along the northeastern edge of the Sulmona basin, Central Apennines, Italy,* In: L. Serva and D. B. Slemmons (eds), Perspectives in Paleoseismology, Ass. of Eng. Geologists 6, 83–100.

MICROZONAZIONE SISMICA: PROPOSTA DI LINEE GUIDA PER LA GESTIONE DEL TERRITORIO IN AREE INTERESSATE DA INSTABILITÀ DI VERSANTE

F. Polpetta, G. Naso
Dipartimento della Protezione Civile, Roma

Introduzione. L'obiettivo principale di questa proposta di Linee Guida è quindi di contribuire all'aggiornamento dei criteri generali e delle procedure operative degli ICMS (2008), così come già fatto con le altre linee guida per i fenomeni di liquefazione e di faglie attive e capaci. La proposta è redatta anche alla luce dell'esperienze degli ultimi terremoti avvenuti sul territorio nazionale (in particolare, L'Aquila 2009) e degli studi ad essi seguiti.

L'obiettivo principale è definire i criteri generali e le procedure operative, in coordinamento tra lo Stato, le Regioni e gli Enti Locali, per:

- raccogliere accurate informazioni sul rischio indotto dalla presenza di terreni suscettibili di instabilità;
- mitigare il rischio nelle aree con previsioni di trasformazione;
- mitigare il rischio nelle aree edificate.

Per quanto riguarda le metodologie di elaborazione, queste Linee Guida, che a seguito della condivisione con le Regioni saranno parte integrante degli ICMS (2008), devono necessariamente basarsi sulla documentazione tecnico-normativa e scientifica disponibile, rimandando ad altri contesti la verifica di metodologie innovative.

Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica. Gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS, 2008) definiscono i criteri generali per assegnare una stima qualitativa e quantitativa degli effetti di un terremoto in un'area potenzialmente instabile per frana e per zonare il territorio rispetto alla pericolosità sismica. Nello stesso documento sono anche riportate le procedure per la delimitazione delle aree già in frana o suscettibili di movimenti franosi durante e/o dopo un terremoto, effettuando una distinzione tra frane in terra e frane in roccia.

Le procedure di analisi si sviluppano su due livelli:

- MS1, un livello di valutazione qualitativo;
- MS3, un livello di valutazione quantitativo.

Per ciò che concerne i dati utilizzabili, secondo gli ICMS (2008), la carta di MS1 può essere redatta con l'utilizzo di dati pregressi, se sufficienti. Nella maggior parte dei casi i dati pregressi, cosiddetti "poveri", consistono in informazioni di base quali la descrizione delle unità litologiche da ispezioni visive, i livelli di falda rilevati durante le perforazioni, ecc. Pertanto, per la identificazione e definizione della suscettibilità all'instabilità di versante negli studi di MS1, si propongono metodologie che utilizzano dati immediatamente già disponibili, perché raccolti *in situ* o presenti in letteratura o in database pubblici. Per la realizzazione della carta di MS3 si rende necessaria, viceversa, l'esecuzione di indagini specifiche e approfondimenti per la caratterizzazione dei terreni.

Le analisi di microzonazione sismica devono produrre, tra i risultati attesi, l'identificazione di zone soggette alle instabilità, che possono essere così classificate:

- Zone di Attenzione (ZA) nel livello MS1: sono zone nelle quali i dati a disposizione non sono sufficienti, in quantità e tipologia, per definire se l'instabilità possa effettivamente verificarsi in caso di evento sismico; è possibile, tuttavia, ad esempio attraverso la consultazione di inventari, stabilire la presenza di zone instabili e/o, attraverso lo studio di notizie storiche, l'accadimento di fenomeni in occasione di eventi sismici passati.
- Zone di Suscettibilità (ZS) nel livello MS3a: sono zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati specifica per l'instabilità in esame e l'applicazione di metodi di analisi il più delle volte semplificati (per permettere un'applicazione dei risultati a un'area estesa), è possibile fornire una prima stima quantitativa della pericolosità ed effettuare uno *screening* delle zone instabili, per verificare quali hanno bisogno di studi specifici.
- Zone di Rispetto (ZR) nel livello MS3b: sono zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati molto specifica per l'instabilità in esame e l'applicazione di metodi di analisi avanzati (per analizzare dettagliatamente aree limitate e/o particolarmente importanti), è possibile quantificare la pericolosità.

Fonti normative e riferimenti tecnici. La metodologia proposta nelle Linee Guida si basa sulle normative antisismiche e delle linee guida tecniche esistenti, in particolare le Norme Tecniche delle Costruzioni (NTC, 2008), le varie norme regionali e il documento "Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica" (AGI, 2005).

Sia NTC (2008) che AGI (2005) prevedono analisi a più livelli di approfondimento: metodi pseudostatici, analisi dinamiche semplificate (valutazione degli spostamenti) e analisi dinamiche avanzate.

Entrambi i riferimenti prevedono un adeguato piano di indagini al fine di eseguire le verifiche di sicurezza lungo le superfici di scorrimento (riconosciute o possibili) in numero sufficiente per l'individuazione della superficie critica di scorrimento alla quale corrisponde il grado di sicurezza più basso. Al fine di ottenere una corretta modellazione del pendio è necessario definire:

- le caratteristiche morfologiche, geologiche e strutturali;
- le proprietà fisiche dei terreni e i parametri che ne descrivono il comportamento meccanico, sia in condizioni statiche sia in condizioni cicliche e dinamiche;
- il regime delle pressioni interstiziali;
- l'entità e la posizione di eventuali carichi esterni.

Sono numerose anche le normative regionali che forniscono indicazioni su zone instabili soggette a eventi sismici. Molte norme prevedono la realizzazione di prove dinamiche in sito e in laboratorio, volte alla caratterizzazione dei terreni in campo dinamico.

Durante la valutazione della stabilità dei pendii, vengono distinte le seguenti situazioni:

- il caso in cui nell'ammasso siano presenti materiali liquefacibili;
- il caso in cui lo scorrimento avvenga lungo una superficie definita.

In generale, le procedure per la valutazione della pericolosità da frana nelle normative regionali prevedono due passi:

1) una procedura preliminare per la valutazione qualitativa della zonazione e della pericolosità. Partendo da un'analisi accurata di inventari dei dissesti, si individuano e si definiscono le aree di pericolosità di frane e la loro possibile zona di espansione mediante diverse metodologie.
2) una procedura di dettaglio per la valutazione quantitativa della pericolosità. Partendo dai risultati del primo passo, con metodi semplificati o avanzati si valutano l'entità di eventuali spostamenti e, a volte, anche le probabilità di accadimento.

Metodologia proposta. La metodologia qui proposta (Fig. 1) parte dai seguenti assunti di base:

- le indagini e le analisi saranno sviluppate in livelli di approfondimento successivi (MS1, MS3)
- le analisi dovranno essere quelle previste dalle Norme e Linee Guida tecniche vigenti in Italia
- i risultati dovranno definire i perimetri delle microzone e i parametri di pericolosità
- le zone saranno di tre tipologie (ZA_{FR}, ZS_{FR} e ZR_{FR})
- la pericolosità sarà definita quantitativamente in termini di spostamento (D)
- gli spostamenti previsti saranno confrontati con soglie di spostamenti predefinite (D_{amm}).

La scelta di definire gli spostamenti permanenti (D) per determinare la pericolosità di un pendio instabile è dettata da due principali vantaggi:

- è di facile utilizzo rispetto a metodi avanzati di grande complessità analitica (analisi sforzi-deformazioni);
- permette, rispetto alle analisi pseudostatiche, di definire una misura quantitativa di quello che accade dopo che l'accelerazione critica è superata.

La classificazione degli spostamenti (D_{amm}) può dipendere da molti fattori (p. es. presenza e natura di strutture/infrastrutture esistenti, livello di protezione desiderato, gravità dei danni connessi ad un eventuale movimento franoso). In mancanza di un riferimento specifico per il caso in esame, si possono seguire alcune indicazioni di letteratura. A titolo di esempio si riportano gli spostamenti ammissibili definiti nelle Linee Guida per l'analisi e la mitigazione del rischio di frana in California (ASCE, 2002):

- D_{amm} = 5 cm per superfici di scorrimento che coinvolgono manufatti rigidi
- D_{amm} = 15 cm per cinematismi di collasso che si sviluppano in terreni con curve sforzi-deformazioni di tipo incrudente e non interagiscono con manufatti esistenti.
- nel caso di terreni con curve sforzi-deformazioni di tipo rammollente D_{amm} = 15 cm è ragionevole, se k_c è calcolato utilizzando le caratteristiche di resistenza di post-picco o residua, mentre è opportuno assumere D_{amm} = 5 cm, se k_c è calcolato con i parametri di picco della resistenza al taglio.

In questo senso il parametro spostamento rappresenta un indice della risposta cosismica del pendio.

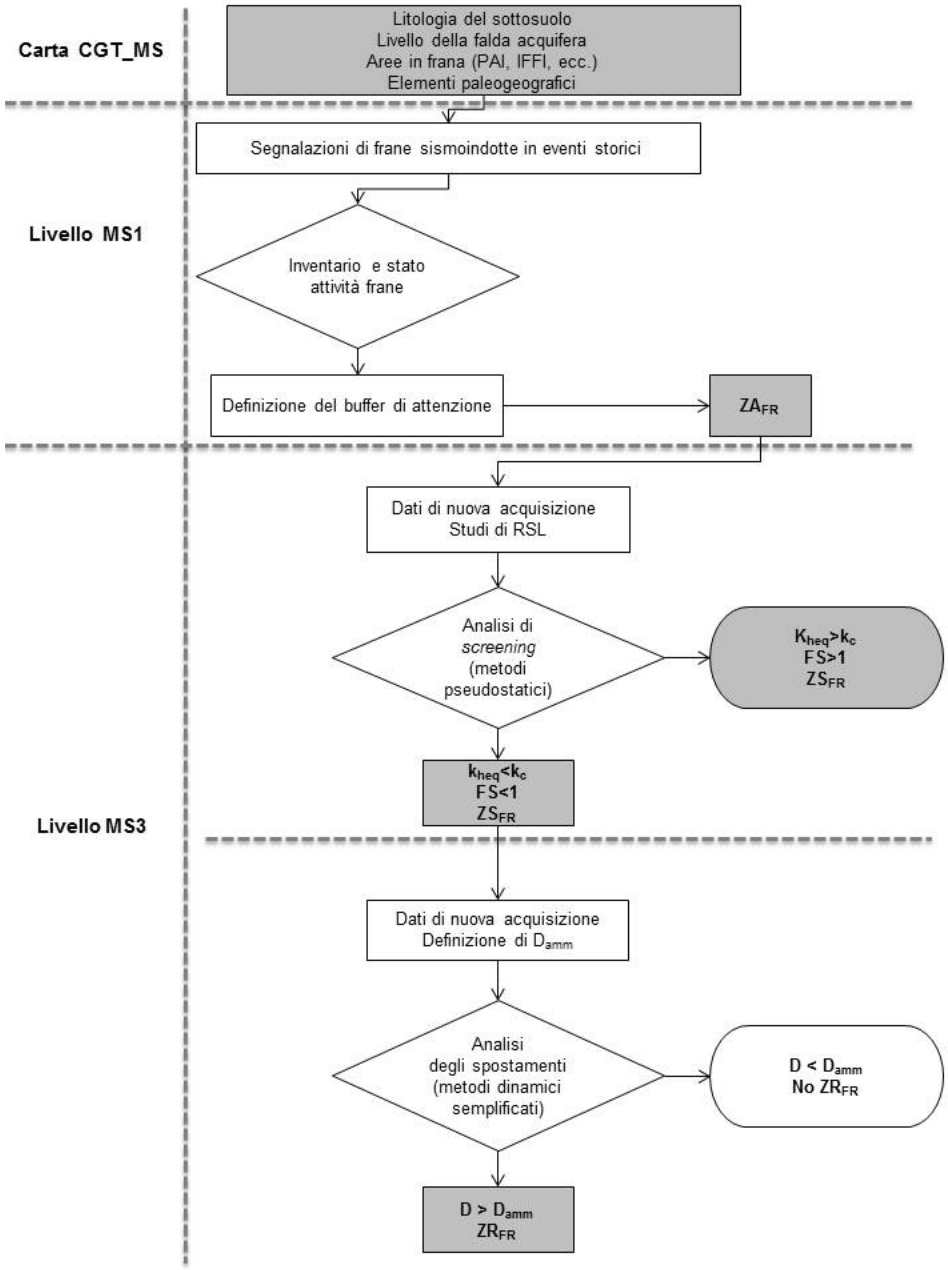


Fig. 1 – Schema che sintetizza la metodologia proposta. La raccolta dati e le analisi permettono di ridurre le incertezze dal livello MS1 al livello MS3.

Nell'applicazione delle analisi degli spostamenti è ovviamente determinante il significato che i vari autori hanno dato alle classi di spostamento previste analiticamente.

Livello MS1: Zone di Attenzione (ZA_{FR}). Si parte dallo studio della carta CGT_MS, dalla valutazione del livello della falda acquifera e dallo stato di attività delle frane (attiva, quiescente, inattiva) riportate sulla CGT_MS o in inventari di fenomeni franosi. Constatata la presenza di fenomeni di instabilità e conoscendone l'attività, si procede alla definizione di un buffer intorno all'area, identificato come potenzialmente suscettibile di frana sismoindotta. L'area

potenzialmente in frana e il buffer vengono qualificate come Zona di Attenzione per frana (ZA_{FR}).

Il buffer di incertezza intorno all'area realmente in dissesto deve comprendere (Fell *et alii,* 2008):

- aree di possibile evoluzione del dissesto;
- aree di possibile influenza del dissesto;
- aree da sottoporre a verifica nei livelli di approfondimento superiori;
- aree di influenza del dissesto.

L'identificazione di un'area di buffer di incertezza è giustificata dalla presenza di numerosi fattori potenziali d'errore nel processo di zonazione, che includono (Fell *et al.*, 2008):

- limiti nell'inventario dei fenomeni franosi;
- limiti conoscitivi nei dati di input;
- valutazioni errate delle persone chiamate a condurre la zonazione.

L'individuazione di queste aree (ZA_{FR}) rimanda obbligatoriamente al livello superiore di approfondimento (MS3).

Oltre all'identificazione della ZA_{FR} nella relazione illustrativa saranno riportate indicazioni:

- sull'assetto geologico, idrogeologico e geomorfologico dell'area;
- su dettagli geometrici e cinematici delle frane eventualmente attivate in occasione di eventi sismici passati;
- sull'ubicazione e sulla tipologia delle indagini da condurre nei livelli di approfondimento successivi (MS3);
- sui metodi di analisi da impiegare nei livelli di approfondimento successivi.

Livello MS3a: Zone di Suscettibilità (ZS_{FR}). La definizione delle Zone di Suscettibilità, ZS_{FR}, viene effettuata attraverso la raccolta di informazioni sul campo e mediante un filtro (*screening)* sulle ZA_{FR}. Lo scopo di una procedura di *screening* è quella di filtrare preliminarmente le aree che hanno bassissimo o nessun potenziale di sviluppo di frane sismoindotte. Questa fase della metodologia è basata sul confronto tra il coefficiente sismico critico k_c, definito con analisi pseudostatiche, e il coefficiente k_{eq} (*sensu* AGI, 2005), definito con un'analisi di risposta sismica locale.

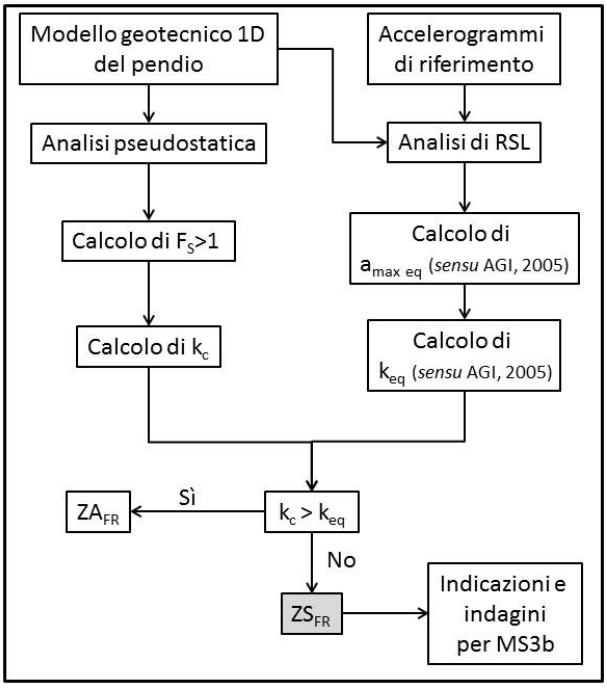


Fig. 2 – Schema che sintetizza la procedura per l'identificazione delle ZS_{FR}.

La procedure è sintetizzata nella Fig. 2:

Le zone per le quali $k_c > k_{eq}$ passano lo *screening* e restano definite come ZA_{FR}, mentre le zone per le quali $k_c < k_{eq}$ non passano le *screening* e saranno definite come ZS_{FR}, divenendo l'oggetto di studio nel livello MS3b.

Livello MS3b: Zone di Rispetto (ZR_{FR}). In questo livello, oltre alla raccolta di ulteriori informazioni sul campo, si opererà un'analisi degli spostamenti, al fine di identificare le Zone di Rispetto (ZR_{FR}).

Nelle aree individuate come Zone di Suscettibilità, ZS_{FR}, si procede ad acquisire nuovi dati e condurre analisi

dinamiche semplificate (metodi degli spostamenti), allo scopo di determinare l'entità dello spostamento del pendio (D).

Le analisi semplificate degli spostamenti, a partire dalla definizione dell'azione sismica e del modello di sottosuolo alla scala d'interesse, possono essere classificate in due gruppi:

1. previsione espressa mediante correlazioni semiempiriche in funzione dei parametri sintetici del moto e del modello geometrico e geotecnico di sottosuolo;
2. previsione espressa con il metodo cosiddetto del "blocco rigido" (analisi di Newmark, 1965) che si articola in tre fasi:
   - ricerca, con l'analisi pseudostatica, della superficie di scorrimento potenziale (Fs=1) e determinazione di $k_c=a_c/g$;
   - scelta dei terremoti di riferimento;
   - stima dello spostamento della massa instabile mediante doppia integrazione dell'equazione differenziale del moto relativo rappresentata nel dominio del tempo.

Per entrambi i gruppi di analisi si definisce infine uno spostamento di soglia (D_{amm}). Le zone per le quali risulterà $D>D_{amm}$, saranno identificate come Zone di Rispetto, ZR_{FR}.

Tenuto conto che i metodi degli spostamenti fanno riferimento a cinematismi di collasso idealizzati e semplificati, gli spostamenti calcolati devono considerarsi come una stima dell'ordine di grandezza degli spostamenti reali,

Bisogna comunque tener ben presente che le analisi semplificate presentano alcune criticità importanti.

Le difficoltà dei metodi degli spostamenti sono legate alla caratterizzazione dell'evento sismico mediante una *time history* (analisi del gruppo 2). Nella pratica si preferisce un approccio semplificato (analisi del gruppo 1) e invece dell'utilizzo di *time history* vengono estrapolati parametri sintetici da studi parametrici empirico-probabilistici (l'accelerazione critica rappresentativa delle proprietà del pendio a_c, l'accelerazione massima a_{max}, la velocità massima v_{max}, l'intensità di Arias I_A, il periodo fondamentale medio dell'evento sismico T_m e il periodo della massa in frana T_s sono i parametri più comuni per la descrizione delle proprietà dello scuotimento).

L'ipotesi di blocco rigido risulta il più gravoso limite del metodo originario di Newmark (1965). La deformabilità dei terreni può, infatti, produrre modifiche importanti nei caratteri del moto sismico, variandone le ampiezze ed il contenuto in frequenza. Inoltre, a causa della deformabilità, il moto sismico della massa in frana in un fissato istante può essere caratterizzato da una distribuzione spaziale delle accelerazioni, e quindi delle forze d'inerzia, significativamente eterogenea.

La variabilità spaziale dell'azione sismica dovuta alla deformabilità del terreno può essere portata in conto attraverso due possibili approcci:

- approccio disaccoppiato.

I metodi degli spostamenti sviluppati come approccio disaccoppiato si articolano in due fasi successive. Il contributo della deformabilità dei terreni è tenuto in conto nella prima fase attraverso la definizione di un accelerogramma equivalente che viene applicato nella seconda fase come input del modello di blocco rigido, eventualmente modificato per tenere conto della degradazione ciclica e/o dello sviluppo di sovrappressioni neutre.

- approccio accoppiato.

Il superamento dei limiti dei metodi di analisi disaccoppiata è dato dai cosiddetti metodi di analisi accoppiata, in cui gli effetti dovuti alla deformabilità dei terreni e gli spostamenti sono valutati contemporaneamente durante la fase di scorrimento. Il problema è stato modellato utilizzando sia schemi dinamici a masse e rigidezze distribuite, sia schemi a masse concentrate. Il terreno è caratterizzato da un legame costitutivo visco-elastico lineare (Chopra and Zhang, 1991; Kramer and Smith, 1997) oppure con un modello viscoelastico, isteretico non lineare (Rathje and Bray, 2000). In ogni caso questi metodi includono la necessità di una modellazione del pendio molto dettagliata.

Modalità tecnico operative per la rappresentazione e per la perimetrazione

• Zonazione e livelli di approfondimento

Le zone instabili a causa dell'attivazione o della riattivazione di frane, devono essere cartografate a una scala adeguatamente dettagliata, preferibilmente non inferiore a 1:10.00-1:5.000.

Le ZA_{FR} sono zone rappresentate nella carta di MS1 e, qualora si eseguano studi di livello MS2 per le amplificazioni litostratigrafiche, anche nelle carte MS2. Le carte di MS2, infatti, nel caso non si proceda oltre questo livello di approfondimento, vengono spesso assunte come cartografia di riferimento per la pianificazione urbanistica ed è quindi importante conservare l'informazione sulle ZA_{FR} individuate.

Le ZS_{FR} e le ZR_{FR} sono zone rappresentate nelle carte con approfondimento di livello MS3.

La ZR_{FR} può essere interna ad una delle ZS_{FR} o coincidere.

• Modalità di perimetrazione delle zone

In termini generali, le informazioni che guidano la perimetrazione delle zone sono ricavate da:

a) descrizioni del fenomeno fisico rilevato sul campo, se si è in fase di immediato post-evento;
b) segnalazioni di fenomeni di instabilità dei pendii in eventi storici (fonti storiche);
c) perimetrazioni ricavate da inventari;
d) valutazioni effettuate con metodi pseudostatici;
e) valutazioni effettuate con analisi dinamiche semplificate (metodi degli spostamenti).

Sviluppi futuri della proposta metodologica. La proposta metodologica presentata sarà sottoposta a un gruppo di lavoro multidisciplinare, costituito dal DPC nell'ambito degli studi di MS per l'art.11 della legge 77/09 (Fondo nazionale per la prevenzione del rischio sismico). Il mandato del gruppo di lavoro è quello di analizzare e ridefinire la proposta stessa. Tale gruppo di lavoro si occuperà anche della sperimentazione del metodo proposto in un sito campione.

La proposta rivalutata dal gruppo di lavoro sarà poi sottoposta agli organi tecnici delle Regioni per l'approvazione definitiva e la sottomissione agli estensori della Parte Seconda (Disciplina dell'uso del suolo). La pianificazione urbanistica e territoriale in zone interessate dalla presenza da instabilità di versante è chiamata a disciplinare gli usi del suolo e le previsioni di trasformazione urbana, tenendo conto della relazione tra la pericolosità sismica e i diversi contesti insediativi.

Al fine di definire tale disciplina, si farà riferimento convenzionalmente a tre categorie di aree urbanistiche:

• Aree edificate (recenti o consolidate)
• Aree non edificate (con previsione di trasformazione)
• Aree non urbanizzate a trasformabilità limitata

Ciascuna delle tre categorie di aree è definita da specifici caratteri insediativi, infrastrutturali e di destinazione d'uso la cui relazione con la presenza di ZA_{FR}, ZS_{FR} e ZR_{FR}, definite sopra, va sottoposta a specifiche normative, che saranno descritte nella Parte Seconda della Linea Guida.

Bibliografia

ASCE; 2000: *Recommended procedures for implementation of DMG special pubblication 117. Guidelines for analyzing and mitigation landslide hazards in California*. Southern California Earthquake Center. T.F. Blake, R.A. Hollingsworth and J.P. Stewart Eds.

Associazione Geotecnica Italiana, AGI; 2005: *Associazione Geotecnica Italiana - Linea guida. Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica*. Patron Editore, Bologna.

Chopra A.K., Zhang L.; 1991: *Earthquake-induced base sliding of concrete gravity dams*. Journal of Structural Engineering. ASCE, Vol. **117**, No. 12, 3698-3719.

Fell R. J., Corominas C., Bonnard L., Cascini E., Leroi W., Savage Z.; 2008: *Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning*. Engineering Geology, **102**, 85-98 – doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.022

Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, 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.

Kramer S.L., Smith M.W.; 1997: *Modified Newmark model for seismic displacements of compliant slopes*. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. **123**, No. 7, pp. 635-644

Newmark N.M.; 1965: *Effect of earthquakes on dam and embankment*. Geotèchnique, Vol. **109** No. 2, pp. 139-159.

Norme Tecniche per le Costruzioni, NTC; 2008: *Decreto Ministeriale 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 (ultimo accesso settembre 2014).

Rathje E. M, Bray, J. D.; 2000: *Nonlinear coupled seismic sliding analysis of earth structures*. J. Geotech. Geoenviron. Eng., Vol. **126**, No. 11, pp. 1002–1014.

APPLICAZIONE E ANALISI DELL'INDICE DI QUALITÀ PER GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA

B. Quadrio[1], M. Ambrosanio[2], M. Ioannilli[2], F. Bramerini[3], S. Castenetto[3], G. Naso[3]

[1] CNR-IGAG, Roma

[2] Dipartimento di Ingegneria Civile e Ingegneria Informatica, Università "Tor Vergata", Roma

[3] Dipartimento della Protezione Civile, Roma

A partire dal 2010, nell'ambito del programma previsto dalla legge 77/2009, sono stati finanziati sul territorio nazionale 1657 studi di microzonazione sismica (MS). Nel 2013, con la prospettiva di verifica e ottimizzazione delle risorse impiegate e di garanzia di livelli qualitativi omogenei, nell'ambito dei lavori della Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica istituita con DPCM 21/04/2010, è stato predisposto un metodo sperimentale (Quadrio *et al*., 2013), basato sul sistema standard di archiviazione dei dati geografici adottato a livello nazionale (CTMS, 2013), finalizzato a calcolare un indice di qualità, a partire dalla tipologia e dalla distribuzione geografica delle indagini effettuate all'interno delle singole microzone.

Il metodo che è stato messo a punto è finalizzato a restituire un quadro sintetico (attraverso un indice convenzionalmente denominato "indice di qualità" - IQ) dell'insieme dei dati che vengono utilizzati per caratterizzare ciascuna microzona e ad orientare eventuali azioni da intraprendere al fine di migliorare o elevare i livelli qualitativi degli studi effettuati. L'indice di qualità è formulato sulla base della tipologia e della distribuzione delle indagini (pregresse e condotte *ex novo*) e sulla qualità dei dati di base (cartografie di base, elaborazioni) a partire da quanto definito in ICMS (2008) e come integrati attraverso gli Standard (CTMS, 2013). È, quindi, un indice basato sulle conoscenze di base degli studi di MS.

Una serie di sperimentazioni ha consentito di mettere in luce aspetti e criticità dell'indice. Grazie ai contributi delle Regioni e dei tecnici che operano nell'ambito degli studi di MS, sono state apportate una serie di modifiche e integrazioni al metodo originariamente messo a punto, consentendo una valutazione finale degli elaborati, il più possibile coerente con i dati effettivamente utilizzati per la realizzazione degli studi.

Indice di Qualità (IQ). La metodologia di calcolo di IQ analizza uno studio di MS in base al livello di confidenza conoscitiva delle singole microzone che lo compongono, a loro volta analizzate ciascuna in base alle indagini in esse condotte (geologiche, geotecniche, geofisiche ecc.) e ai dati di base utilizzati (cartografie geologiche, geomorfologiche, ecc.). Ciò si esplica nel valutare due aspetti fondamentali: il primo relativo alla tipologia di indagini esperite per caratterizzare ciascuna microzona, il secondo legato alla distribuzione geografica delle indagini stesse all'interno della singola microzona.

L'indice si basa sulla valutazione di una serie di dati oggettivi, senza entrare nel merito delle elaborazioni effettuate a giudizio esperto dai singoli professionisti.

L'IQ della carta di MS viene definito complessivamente componendo gli Indici di Qualità delle singole microzone (IQ_x, con x numero identificativo della singola microzona). Ciascuno degli IQ_x, è a sua volta derivato dalla combinazione di due indici distinti:

- Indice di tipologia (It_x), riferito alla tipologia delle indagini presenti nella microzona;
- Indice di distribuzione (Id_x), riferito alla distribuzione delle indagini presenti nella microzona.

La metodologia di valutazione che è stata definita è applicabile, variando opportuni parametri, a tutti e tre i livelli di approfondimento degli studi di MS.

Indice di tipologia (It_x). L'Indice di tipologia (It_x) valuta l'affidabilità conoscitiva della singola microzona in funzione della tipologia delle indagini effettuate. In uno studio di MS le diverse tipologie di indagini effettuabili presentano profili di significatività diversi in funzione della tipologia di microzona e del livello di approfondimento. In primo luogo, nella metodologia sviluppata viene esaminata la presenza/assenza di cosiddette "indagini essenziali", in funzione di (Tab. 1):

- ciascuno dei gruppi di tipologie di indagini
- il tipo di microzona (stabile, stabile suscettibile di amplificazione e instabile)
- il livello di approfondimento dello studio di MS

Tab. 1 - Gruppi di tipologie di indagini per livello di approfondimento di MS e per tipo di microzona.

Livello	Tipo zona	Gruppo						
MS1	stab	a	b					
	stab amp	a	b	c				
	instab	a	c					
MS2	stab	a	b					
	stab amp	a	b	c	d	e		
	instab	a	b	c	d	e		
MS3	stab	a						
	stab amp	a	b	c	d	e	f	g
	instab	a	b	c	d	e	f	g

Per ciascuno dei gruppi di tipologie di indagini deve essere presente almeno un'indagine essenziale. 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.

In secondo luogo, ad ogni tipologia di indagine è stato assegnato, a giudizio esperto, un punteggio (che rappresenta una misura sintetica della significatività dell'indagine stessa), diversificato secondo il livello di approfondimento e il tipo di microzona.

A titolo esemplificativo viene riportato in Tab. 2 l'elenco delle indagini con i relativi punteggi dei gruppi "a" e "b" relativamente al livello MS1 per le zone stabili.

In base alla verifica della presenza/assenza delle indagini essenziali e al calcolo del totale dei punteggi associati alle indagini (considerate una sola volta per ciascuna tipologia), ogni microzona dello studio viene classificata secondo una scala qualitativa, che esprime un giudizio sull'idoneità del tipo di indagini effettuate.

Successivamente viene effettuata una normalizzazione della somma dei punteggi in funzione della tipologia della microzona e del livello di approfondimento (MS1, MS2 e MS3).

Il risultato del calcolo della somma dei punteggi e della normalizzazione di questa somma è It_x.

Tab. 2 - Esempio di punteggi associati a ciascuna tipologia di indagine a seconda del livello di approfondimento dello studio e della tipologia di microzona.

Livello	Tipo_zona	Gruppo	ID_indagine	Tipo_indagine	Punteggio
MS1	stab amp	a	1:25k-1:11k	Carta geologico-tecnica	0.5
MS1	stab amp	a	1:10k-1:6k	Carta geologico-tecnica	3
MS1	stab amp	a	1:5k-1:2k	Carta geologico-tecnica	5
MS1	stab amp	b	REMI	REMI	2
MS1	stab amp	b	SDMT	dilatometria sismica	3
MS1	stab amp	b	SCPT	prova penetrometrica con cono sismico	3
MS1	stab amp	b	DH	down-hole	4
MS1	stab amp	b	CH	cross-hole	5
MS1	stab amp	b	UH	up-hole	3
MS1	stab amp	b	HVSR	Microtremori a stazione singola	2
MS1	stab amp	b	ESAC_SPAC	ESAC/SPAC	2.5
MS1	stab amp	b	SL	Sismica a riflessione	2
MS1	stab amp	b	SR	Sismica a rifrazione	2
MS1	stab amp	b	SASW	SASW	2
MS1	stab amp	b	MASW	MASW	2
MS1	stab amp	b	FTAN	FTAN	2

Indice di distribuzione (Id_x). L'indice di distribuzione (Id_x) è stato formulato al fine di quantificare in un valore sintetico diverse caratteristiche riguardanti la distribuzione spaziale delle indagini all'interno delle singole microzone.

In particolare Id_x caratterizza ciascuna microzona dal punto di vista:

- dell'area della microzona sottoposta ad indagine in rapporto all'area totale della microzona. Per poter effettuare tale caratterizzazione è necessario che vengano preliminarmente determinati, sulla base di un giudizio esperto, 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 sia di piccole dimensioni rispetto alla superficie totale della microzona;
- 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. In modo intuitivo 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.

La coesistenza di una serie di elementi legati alla valutazione di tale parametro rende considerevole il grado di complessità. Id_x deve infatti tenere in contemporanea considerazione il grado di copertura della microzona e la distribuzione delle indagini al suo interno, in contesti con microzone dalla forma e dimensione estremamente variabile. È risultata evidente l'impossibilità di adottare procedure di calcolo basate sulle tradizionali tecniche di analisi spaziale delle distribuzioni di punti (Ebdon, 1985; Silverman, 1986) o di *tassellation* (Du *et al*., 1999) poiché queste restituiscono, nello specifico problema in esame, valori non completamente significativi per poter valutare la distribuzione. Infatti nella problematica qui affrontata si è in presenza di zone dalla forma estremamente variabile e in cui i punti di indagine sono in numero

limitato, di conseguenza non sono utilizzabili metodi che risentano fortemente degli effetti di bordo o, viceversa, che non considerino affatto l'esistenza di un confine; nemmeno percorribile è l'ipotesi di assumere come riferimento distribuzioni ottimali basate su configurazioni non analiticamente univoche, come nel caso di Voronoi centroidali, che in caso di poche indagini possono corrispondere a distribuzioni di tipo completamente diverso.

Per il calcolo dell'indice Id_x è stata definita una zona intorno alle indagini in cui si ritiene siano estendibili i risultati dell'indagine stessa (area di pertinenza), di dimensioni dipendenti dalla tipologia di microzona e del contesto in cui ricade. Ciò si traduce nel calcolo di un buffer, a distanze parametrizzate, intorno alle indagini e solo limitatamente all'interno del perimetro della microzona in cui ricade l'indagine.

In una prima ipotesi (Quadrio *et al*., 2013), alla quale sono seguite una serie di sperimentazioni, la dimensione dei buffer delle indagini era principalmente basata, oltre che sulla tipologia della microzona, sul contesto geologico all'interno del quale ricadeva la microzona stessa.

Sulla base di evidenze sperimentali, la definizione dei raggi di buffer è stata ricalibrata, basandosi principalmente sulla tipologia della microzona e adottando un valore costante per indagini ricadenti in zone stabili e instabili: le aree instabili non dipendono in generale dal contesto geologico e pertanto il buffer legato alle indagini ricadenti in tali ambiti può essere considerato univoco; allo stesso modo, le incertezze legate alla caratterizzazione delle zone stabili sono da considerare invariate a seconda dei diversi contesti geologici analizzati.

I raggi di buffer delle indagini ricadenti in zone stabili suscettibili di amplificazione sono stati invece differenziati sulla base del livello di conoscenza dell'area indagata, dipendente dal contesto nel quale ricade, definendo tre gruppi definiti dalla Tab. 3:

Tab. 3 - Valori dei raggi di buffer per la definizione di Idx per i diversi tipi di microzona.

Zona	Gruppo	Descrizione sintetica	Livello di conoscenza	Raggio buffer (m)
Zona stabile	-	-	-	150
Zona stabile suscettibile di amplificazione	A	Amplificazioni dovute a cause molto ben investigabili perché definibili già da rilievi di superficie	Alto	120
	B	Amplificazioni dovute a cause investigabili con indagini geofisiche e geotecniche poco profonde	Medio	90
	C	Amplificazioni dovute a cause difficilmente investigabili perché molto profonde e/o perché dovute a più cause concomitanti o non univocamente individuabili	Basso	60
Zona instabile	-	-	-	30

Ad ogni gruppo, la cui descrizione sintetica è riportata in Tab.3, sono associati diversi contesti tipo, riportati in Tab. 4:

Operativamente, l'indice Id_x 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.

Tab. 4 - Contesti tipo associati ai gruppi delle zone suscettibili di amplificazione.

Gruppo	Contesto tipo
A	- Versanti in roccia
	- Rupi in roccia
	- Creste o cime
	- Valli strette in roccia
	- Zone di pianura con substrato molto profondo
B	- Successioni litostratigrafiche con contrasti di impedenza a piccole profondità
	- Paleoalvei sepolti
	- Successioni litostratigrafiche con inversioni di velocità a piccole profondità
	- Substrato sepolto articolato a piccole profondità
C	- Successioni di versante in terreni soffici (effetti topografici e litostratigrafici)
	- Successioni di rupe in terreni soffici (effetti topografici e litostratigrafici)
	- Aree pedemontane con incertezze sull'andamento del substrato sepolto
	- Valle stretta colmata da terreni soffici (effetti topografici e litostratigrafici)

Indice di qualità delle microzone (IQ_x) e della carta (IQ). Per ciascuna microzona, l'indice di distribuzione (Id_x) viene composto con l'indice di tipologia (It_x) per ottenere un indice di qualità (IQ_x) della microzona. I diversi indici delle microzone contribuiscono a un indice di qualità (IQ) della carta di MS (Quadrio *et al*., 2013).

***Tool* in ambiente GIS.** Uno specifico *tool* è stato sviluppato in ambiente GIS per il completo calcolo degli indici da parte dell'utente, senza necessità di elaborazioni manuali aggiuntive, e per la presentazione dei risultati. Il *tool* utilizza in ingresso i dati di MS strutturati secondo gli Standard (CTMS, 2013) e consente all'utente di inserire, tramite specifiche maschere, eventuali informazioni aggiuntive utili per il calcolo degli indici.

Il *tool* restituisce una serie di tematismi in forma grafica (Quadrio *et al*., 2013), corrispondenti ai diversi indici calcolati, che consentono una percezione rapida e intuitiva dei risultati ottenuti.

Per quanto riguarda l'indice di tipologia, viene anche elaborata la componente alfanumerica dei dati, fornendo come risultato per ciascuna microzona anche l'indicazione sulle eventuali indagini essenziali mancanti, in formato tabellare.

È stato inoltre progettato un *format* tipo (Fig. 1) nel quale sono riassunti anche in forma statistica i principali risultati ottenuti. Una sezione di tale format è dedicata all'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE). Vengono riportati gli elementi dell'analisi in relazione alle tipologie di microzona all'interno delle quali ricadono.

Sperimentazione. La messa a punto del *tool* ha permesso una serie di sperimentazioni rapide e semi automatizzate, che hanno consentito di migliorare le ipotesi iniziali. Nello specifico, sono state valutate le variazioni dei due indici Id_x e It_x al variare dei dati di ingresso (distribuzione e tipologia delle indagini).

Per quanto riguarda Id_x, al fine di poter determinare ad un primo livello la sensibilità dell'indice, sono state effettuate diverse simulazioni su microzone schematiche ideali, in cui sono stati fatti variare numero e posizione delle indagini. Nello specifico, sono state scelte due configurazioni: una prima più uniforme di forma quadrata e una seconda di forma allungata al fine di simulare maggiormente i casi reali in cui le microzone sono caratterizzate da asimmetrie ed eccentricità. È stato osservato che i valori di Id_x tendono ad aumentare all'aumentare dell'area dei buffer rispetto a quella della microzona. L'algoritmo tende a penalizzare i casi in cui nella microzona siano presenti un maggior numero di indagini in forma clusterizzata,

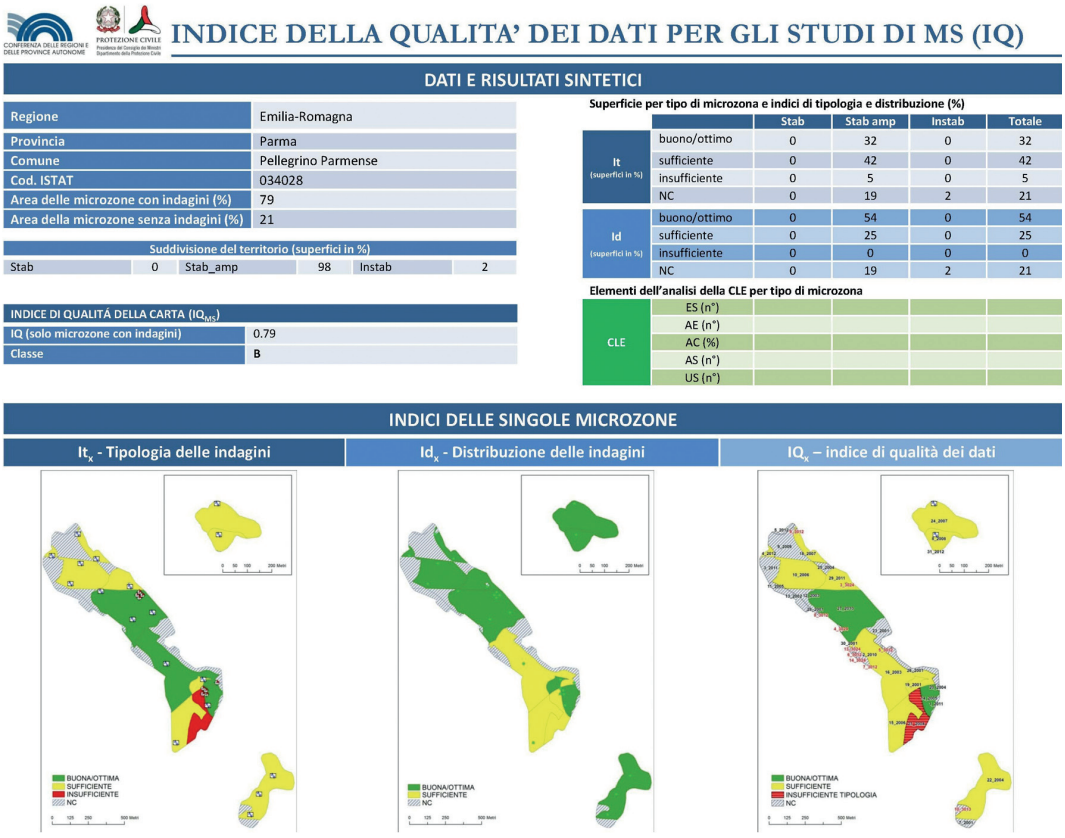


Fig. 1 – Format tipo con i risultati restituiti dal sistema.

rispetto a casi con un numero minore di indagini, ma uniformemente distribuite. Oltre ai casi ideali è stata effettuata una sperimentazione su circa 50 casi reali, relativi a microzonazioni ubicate in contesti geografici differenti.

I risultati osservati sono necessariamente funzione della dimensione delle microzone e della concentrazione di indagini in esse presenti. A parità di dimensioni delle microzone e numero di indagini, i risultati sono del tutto analoghi a quelli osservati su casi ideali.

Per quanto riguarda It_x, è stata condotta una sperimentazione sulle indagini presenti nelle microzone mantenendo constante la distribuzione e variandone la tipologia. La variazione della tipologia di indagine porta ad una declassazione o ad un miglioramento dell'indice a seconda che vengano eliminate o introdotte indagini ritenute essenziali per il livello di approfondimento o il tipo di microzona.

La coerenza dei punteggi associati a ciascun tipo di indagine per la definizione di It_x è stata esaminata anche attraverso un'analisi economica. Sulla base di un valore medio del costo di ciascuna indagine definito dai prezziari regionali italiani (Regione Emilia-Romagna, Regione Toscana, Regione Lombardia, Regione Calabria), è stata valutata la distribuzione dei punteggi associati alle indagini in relazione ai costi (Fig. 2). Per le indagini non quantificabili a corpo, è stata adottata una misura standard (p. es.: 30 m per sondaggi e prove penetrometriche).

Tale analisi è stata definita per ogni tipologia di microzona e livello di approfondimento dello studio. L'analisi ha mostrato come esista una correlazione diretta tra il costo delle indagini e i punteggi, permettendo di migliorare situazioni anomale: in generale, indagini con un costo più elevato hanno associato un punteggio più elevato. È inoltre interessante notare come emergano

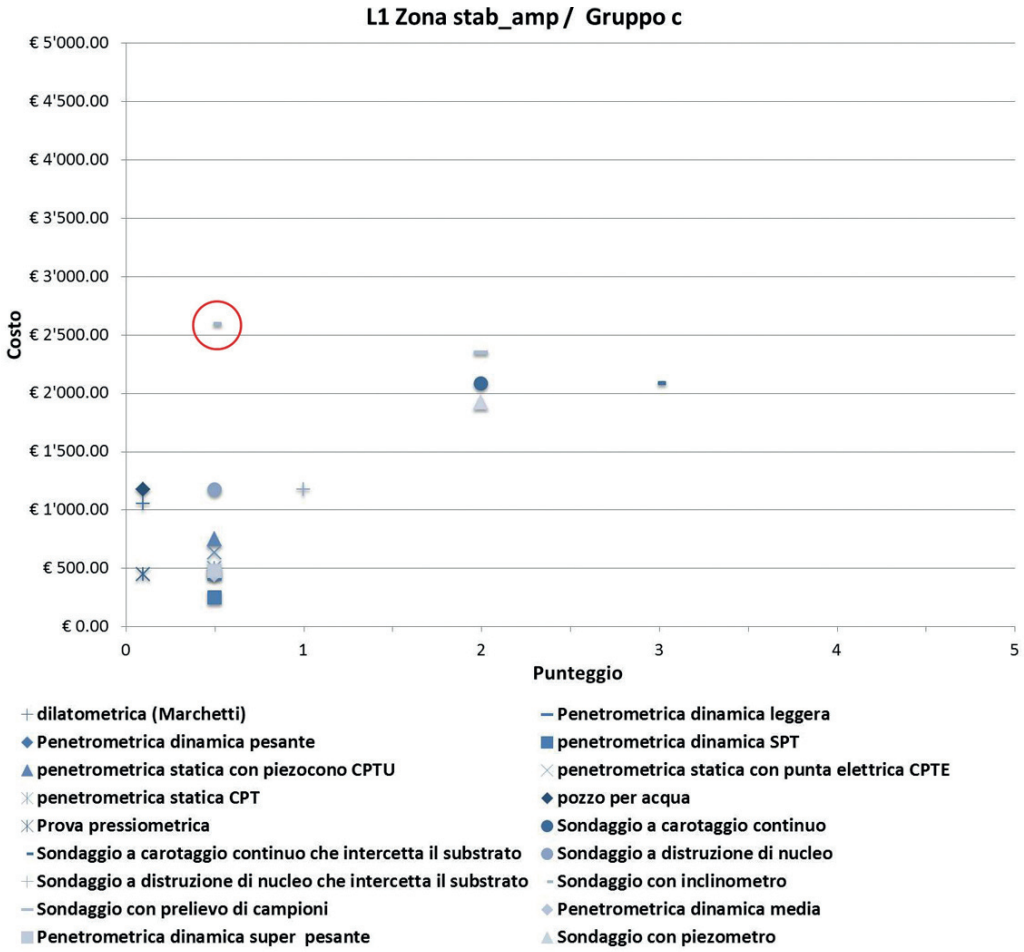


Fig. 2 – Analisi dei prezzi delle indagini in relazione al punteggio associato per il calcolo di Itx. L'analisi si riferisce alle indagini del gruppo "c", livello MS1, zona stabile suscettibile di amplificazione. Nel cerchio rosso, l'indagine fuori trend tipo "sondaggio con inclinometro".

indagini correttamente fuori *trend* (ad es. con costi molto elevati), che hanno una valenza in termini di punteggio molto bassa in relazione al contesto nelle quali ricadono. In Fig. 2, a titolo esemplificativo, è mostrato l'andamento dei costi delle indagini relative ad uno studio di livello 1 ricadenti in zone stabili suscettibili di amplificazione. Come è possibile notare esiste un buon accordo generale tra punteggi e costi. Fuori dal *trend* si colloca l'indagine tipo "sondaggio con inclinometro" alla quale è associato un punteggio molto basso pur presentando un costo superiore al resto delle indagini del gruppo: tale indagine non è infatti appropriata in relazione al contesto in cui ricade.

Discussione. Nel corso della predisposizione della metodologia e delle conseguenti applicazioni che sono state effettuate su numerose MS prodotte in attuazione dell'art 1 della legge 77 sono emersi alcuni elementi critici ed alcuni aspetti positivi.

Uno dei principali elementi di debolezza del sistema riguarda l'attribuzione dei punteggi alle singole indagini per la definizione di It_x. La valutazione di tale parametro è da considerarsi ancora troppo dipendente da un giudizio esperto e non ancora supportato da una sufficiente base sperimentale che consenta di definire un *ranking* di validità nell'ambito dei diversi tipi di indagine. Una sperimentazione a livello più ampio, che si renderà possibile grazie al crescente

numero di studi prodotti, consentirà una valutazione su una casistica tale da consentire una visione più completa rispetto ai punteggi associati ai diversi tipi di indagine.

Uno degli aspetti positivi è senz'altro quello dovuto al fatto che indipendentemente dalle condizioni strutturali favorevoli fino ad oggi adottate per la predisposizione degli studi (CTMS, 2013), l'approccio metodologico è indipendente rispetto a questi e può essere adottato più in generale come modalità non solo valutativa in corso d'opera, ma come strumento orientativo per una serie di scelte finalizzate al miglioramento qualitativo complessivo.

In particolare la correlazione esistente (come sopra evidenziato) fra costi delle indagini e miglioramento dell'indicatore può essere utilizzata come percorso virtuoso di ottimizzazione e orientamento delle scelte. È altresì vero che il fatto di aver adottato il sistema di standardizzazione su larga scala (per tutto il territorio nazionale) consente di mettere a confronto una mole di dati fortemente dipendente da diversi contesti territoriali e approcci metodologici anche molto diversi. È infatti questa condizione che costituisce il presupposto per focalizzare il nucleo concettuale portante del metodo proposto, su due fattori: tipologia delle indagini e loro distribuzione. Tale nucleo concettuale potrebbe costituire il naturale presupposto per una serie di metodologie applicabili in modo più generale anche in altri contesti.

Riconoscimenti. Si ringraziano Dario Albarello (Università di Siena), Massimo Baglione (Regione Toscana), Giovanni Calcagnì (Consiglio Nazionale dei Geologi), Antonio Colombi (Regione Lazio), Luca Martelli (Regione Emilia-Romagna), Massimiliano Moscatelli (CNR-IGAG), Andrea Motti (Regione Umbria), Giuseppe Raspa (UniRoma1) per i contributi e le integrazioni e InTime s.r.l. per la realizzazione del software.

Bibliografia

CTMS, Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica; 2013: *Articolo 5, comma 7 dell'OPCM 13 novembre 2010, n.3907 - Standard di rappresentazione e archiviazione informatica* – Versione 3.0 Roma, Ottobre 2013. http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/StandardMS_3.0_open.pdf

Ebdon D.; 1985: *Statistics in geography*. Blackwell, Oxford, UK

Du Q., Faber V., & Gunzburger, M.; 1999: *Centroidal Voronoi tessellations: applications and algorithms*. SIAM review, **41**, 637-676.

Quadrio B., Ambrosanio M., Ioannilli M., Bramerini F, Castenetto S., Naso G.; 2013: *Definizione di un indice di affidabilità per gli studi di microzonazione sismica*. Atti GNGTS, 2013 Vol 2, 317-324

Silverman, B. W.; 1986: *Density estimation for statistics and data analysis*. CRC press, USA, Vol. 26

STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI DETTAGLIO DELL'AREA DEL COMUNE DI MIRABELLO (FE) BASATA SULL'INTERPOLAZIONE TRIDIMENSIONALE DI DATI GEOLOGICI E GEOFISICI PUNTUALI

M. Stefani[1-3], L. Minarelli[1-3], A. Pavanati[1], S. Furin[1], G. Tarabusi[2-4-5], S. Gamberi[2]

[1] Geotema Srl – Spin-off Università di Ferrara
[2] Studio di Geologia Tarabusi, Bologna
[3] Dipartimento di Architettura, Università di Ferrara
[4] Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Ferrara
[5] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Roma 1

Introduzione. Nella fase immediatamente successiva alla sequenza sismica emiliana del maggio 2012, la Regione Emilia-Romagna, attraverso l'Ordinanza 70/2012, ha realizzato studi di microzonazione sismica nelle aree già urbanizzate, o indicate come suscettibili di urbanizzazione, dei 17 comuni dell'area epicentrale (Martelli *et al*., 2013). Tra questi, il Comune di Mirabello (FE), a supporto del piano della ricostruzione, ha voluto commissionare uno studio di microzonazione sismica di maggior approfondimento, esteso a tutto il proprio territorio, elaborato secondo i più recenti criteri nazionali e regionali (Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome, 2008 e DAL 112/2007).

Lo studio, illustrato nel presente contributo, si è proposto di integrare, approfondire ed estendere arealmente le valutazioni inizialmente operate dalla Regione Emilia-Romagna su ambiti insediativi ben delimitati, utilizzando gli stessi standard per gli elaborati dell'Ordinanza 70/2012 (Martelli *et al*., 2013).

Come noto, l'area di studio, con estensione di circa 16 km^2 e appartenente alla porzione occidentale della Provincia di Ferrara, è stata interessata da diffusi fenomeni di liquefazione e dissesti gravitativi co-sismici, indotti dalle scosse del 20 maggio 2012 ed associati a gravi danni all'edificato recente e storico (Galli *et al.,* 2012; Facciorusso *et al*., 2012). Analoghi ed estesi fenomeni di liquefazione avevano già interessato l'area ferrarese durante il terremoto del novembre 1570 (Guidoboni, 1984, 1987; Guidoboni *et al*., 2007; Caputo *et al*., 2012).

Collocazione geografica e contesto geologico. L'area indagata corrisponde al territorio comunale di Mirabello, posto nella parte sud-occidentale della Provincia di Ferrara, a ridosso della ex. Strada Statale 225 di "San Matteo della Decima" che collega Modena a Ferrara.

I significativi dislivelli topografici presenti sono legati a pronunciati dossi morfologici, corrispondenti a corpi di sabbie di canale fluviale. Questi dislivelli, come è risultato evidente da quanto osservato nel maggio 2012 (Papathanassiou *et al.,* 2012), giocano un ruolo importante nello sviluppo dei dissesti da liquefazione cosismica delle sabbie. Nel territorio studiato affiorano solamente sedimenti olocenici di piana alluvionale, deposti in epoca storica dal fiume Reno. Tutti i sedimenti più antichi sono infatti sepolti a causa degli elevati tassi di accumulo sedimentario e della marcata subsidenza; i primi dovuti agli abbondanti apporti solidi fluviali, la seconda legata alla compattazione della successione sedimentaria, oltre che all'attiva deformazione tettonica. L'area indagata corrisponde infatti ad una struttura sinclinalica quaternaria collocata immediatamente a sud della pronunciata anticlinale sepolta di Ferrara e del sovrascorrimento frontale appenninico, qui sviluppato a nord dell'attuale corso del fiume Po (Pieri e Groppi, 1981). Come noto, la sismicità dell'area è dovuta al campo di stress compressivi che induce movimenti inversi, o trascorrenti-inversi (DISS Working Group, 2010), responsabili delle importanti deformazioni dei corpi sedimentari quaternari, deposti dapprima in ambienti marini ed in seguito francamente continentali, che hanno prodotto una serie di superfici di discordanza, anche angolari.

Metodologie. Un problema ricorrente nella valutazione delle proprietà fisiche dei corpi sedimentari in ambito geologico consiste nell'estrapolazione volumetrica tridimensionale di misure puntuali o monodimensionali di sito. Tale questione si pone anche nella valutazione della risposta sismica locale, per la quale occorre utilizzare misure di sito al fine di interpretare la propagazione di onde attraverso volumi.

Il presente lavoro addotta un approccio multidisciplinare finalizzato alla definizione di un modello geologico-stratigrafico di dettaglio dei primi 30 metri di sottosuolo, in grado di fungere da solida base per gli studi di microzonazione sismica. Il modello è stato ottenuto estendendo l'interpretazione classica delle facies sedimentarie e delle geometrie deposizionali, restituita attraverso sezioni stratigrafiche (Fig. 1), con l'interpolazione statistica tridimensionale derivata dall'interezza dei dati geognostici e geofisici disponibili (Fig. 2).

La ricostruzione delle geometrie deposizionali si è basata innanzitutto su un'accurata interpretazione dei rapporti stratigrafici di superficie, mediante la realizzazione di una cartografia geologica che ha integrato indagini di terreno con tecniche di telerilevamento su dati multispettrali e multi temporali, come immagini satellitari ad alta risoluzione (visibile, infrarosso ecc.) o il dataset di punti quotati con tecniche di telemetria laser LIDAR (risoluzione ad un metro - volo AGEA 2008), che costituisce il modello altimetrico digitale più accurato per l'area di studio.

La ricostruzione del sottosuolo è stata realizzata partendo dalla raccolta ed organizzazione in ambiente ArcGIS di un'ampia banca dati geognostica, comprendente oltre 400 prove fra sondaggi stratigrafici, penetrometrie e stratigrafie di pozzo. Ai fini dello studio sono state inoltre realizzate: 10 prove penetrometriche con punta meccanica (CPT) spinte a 30 m, eseguite

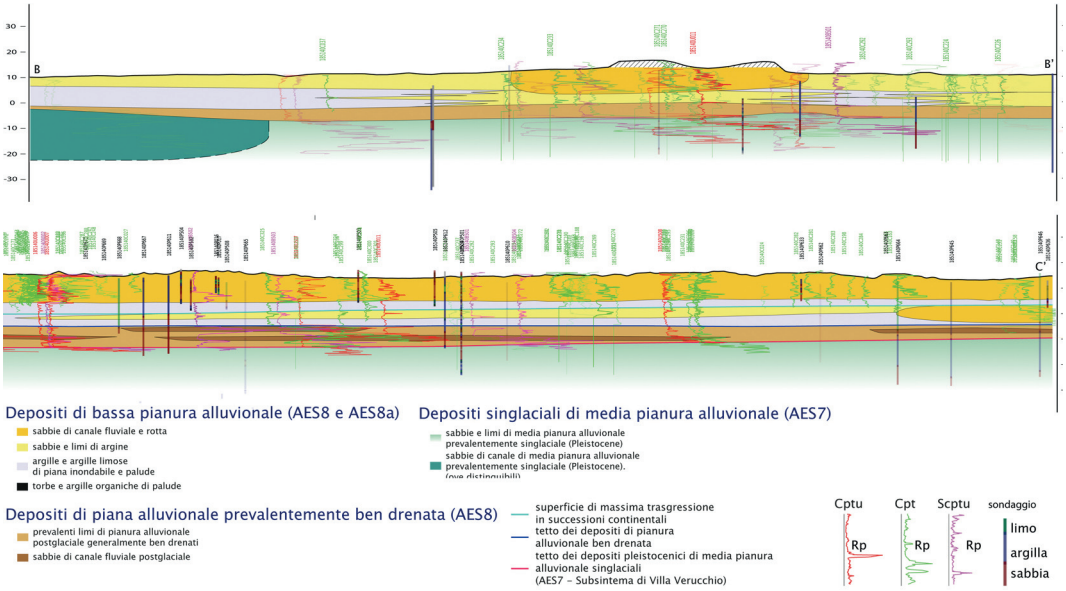


Fig. 1 – Sezioni geologiche superficiali che mostrano le principali caratteristiche stratigrafiche dell'area di studio. Realizzate mediante interpretazione classica delle facies sedimentarie e delle geometrie deposizionali, hanno contribuito alla definizione modello di geologico.

nelle zone rurali con assenza di dati pregressi; 10 prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (CPTU) spinte a 20 m, realizzate in quelle zone di ambito già interessate da microzonazione ma in cui erano disponibili dati di scarso dettaglio e 22 misure di microtremore a stazione singola (HVSR) finalizzate alla realizzazione di una carta delle frequenze naturali dei terreni a scala comunale. Per la ricostruzione, estensione e datazione dei corpi sabbiosi superficiali, si è inoltre attinto a numerose fonti storiche quali manoscritti, testi a stampa e carte antiche, che descrivono nel dettaglio l'evoluzione delle dinamiche dei fiumi appenninici e del Po, dal basso Medioevo ad oggi.

Le prove penetrometriche e i carotaggi continui sono stati utilizzati per la ricostruzione del modello sedimentologico-stratigrafico tridimensionale dell'area. Per la realizzazione del modello si è proceduto identificando delle classi con caratteristiche granulometriche comparabili che al contempo potessero essere caratterizzate anche da un comportamento geomeccanico simile. A tal fine, tra le molte classificazioni disponibili, si è scelto di adottare quella derivata dai *Soil Behaviour Type* o SBT di Robertson *et al*. (1986). L'SBT si basa su un'analisi multivariata spuria tra due valori: la resistenza alla punta (qc/pa) e il rapporto di attrito (Rf). Solamente nelle prove eseguite con piezocono, essendo noto il valore della pressione neutra, si è preferito introdurre nelle correlazioni i valori corretti per tale coefficiente. I due parametri dell'analisi multivariata sono stati restituiti su un diagramma bilogaritmico nel quale sono stati tracciati dei domini riconducibili alle specifiche composizioni dei terreni. Partendo da questa base di dati, per la ricostruzione tridimensionale dei corpi sepolti sono state utilizzate tecniche d'interpolazione tricubica (*natural splines*) in ambiente Matlab. Tale interpolazione consente una riduzione dell'errore massimo atteso, stimato mediante algoritmi di *bootstrapping* statistico, rispetto a interpolazioni computazionalmente meno impegnative come l'interpolazione lineare. Per compensare l'onere computazionale le operazioni d'interpolazione sono state ottimizzate mediante l'adozione di un algoritmo che ben si adatta alla distribuzione disomogenea nello spazio tridimensionale di analisi, denominato *tri-scattered interpolation*. Successivamente l'analisi si è concentrata sulla distribuzione tridimensionale dei corpi sedimentari le cui geometrie sono state inquadrate attraverso il riconoscimento di orizzonti stratigrafici, quali superfici regionali

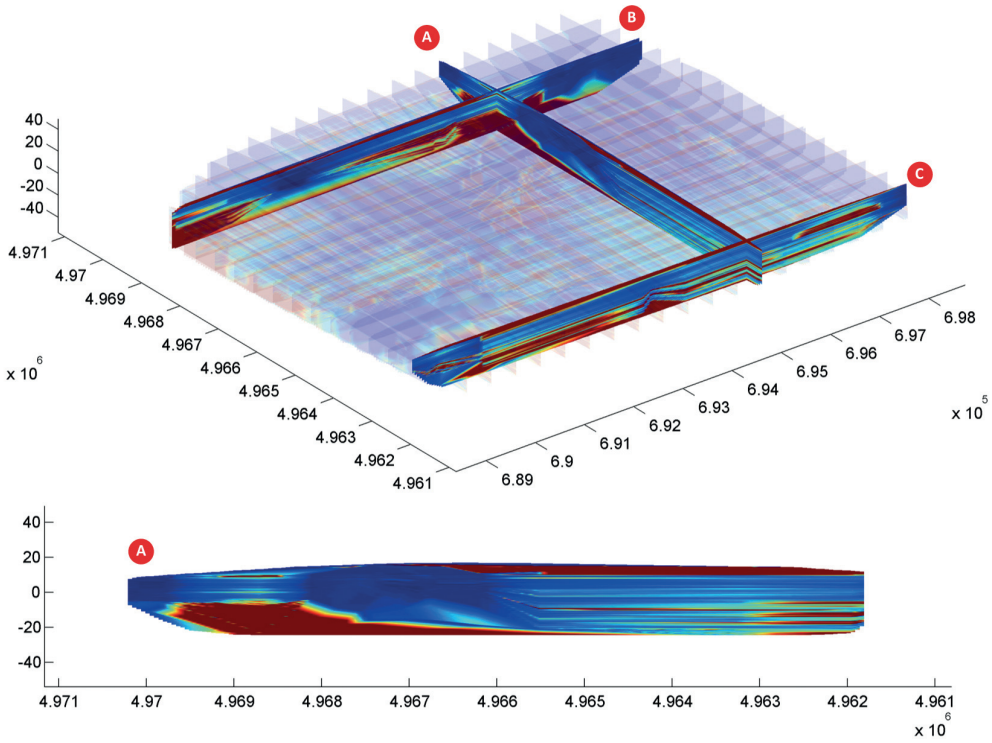


Fig. 1 – Sezioni litologiche derivate dal modello 3D. La sezione "A", tagliando l'area da nord a sud, mostra le differenze stratigrafiche nella parte settentrionale del comune di Mirabello. La parte inferiore della area settentrionale mostra corpi di sabbia di grandi dimensioni prodotte dalla migrazione di canali singlaciali del fiume Po in ambienti di media pianura alluvionale. La parte meridionale del modello mostra una architettura stratigrafica completamente diversa, con lenti di sabbia più sottili interdigitate a corpi limo. Le strutture registrano la migrazione dei fiumi appenninici, come il fiume Reno, con superficie piana alluvionale centrale.

di discordanza, che corrispondono molto frequentemente a riflettori sismici. I risultati ottenuti sono stati restituiti graficamente come volumi e profili stratigrafici sintetici (Fig. 2) che hanno consentito, ad esempio, una più precisa definizione dell'estensione dei corpi liquefacibili, facilitando così l'elaborazione della cartografia di sintesi di microzonazione sismica.

Lo studio è stato infine integrato da una valutazione del potenziale di liquefazione, realizzata su tutte le 277 prove penetrometriche statiche disponibili, utilizzando gli stessi metodi e criteri adottati per le verifiche eseguite per l'Ordinanza 70/2012 della Regione Emilia-Romagna (Martelli *et al.*, 2013). Il calcolo del valore dell'indice di liquefazione è stato eseguito secondo il metodo proposto da Idriss e Boulanger (2008), che tra i diversi metodi semplificati, fornisce valori di I_L meglio compatibili con gli effetti osservati nel 2012, considerando, come parametri di elaborazione, la PGA risultante dagli studi di microzonazione sismica, la magnitudo massima attesa (Mw_{max}= 6,14 per la zona 912 di ZS9, Meletti e Valensise, 2004) come suggerito negli indirizzi di microzonazione sismica nazionali (Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome, 2008) e la 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 ($0< I_L \leq 2$), medio ($2< I_L \leq 5$) ed elevato($5< I_L \leq 15$). Non sono mai stati ottenuti valori di $I_L \geq 15$ (rischio molto elevato) (Martelli *et al.*, 2013).

Come noto, tali metodi semplificati sono stati sviluppati sulla base di dati ottenuti da indagini penetrometriche con punta elettrica. Recenti esperienze e raffronti diretti dimostrano come l'applicazione di tali metodi a dati ottenuti da prove penetrometriche eseguite con punta

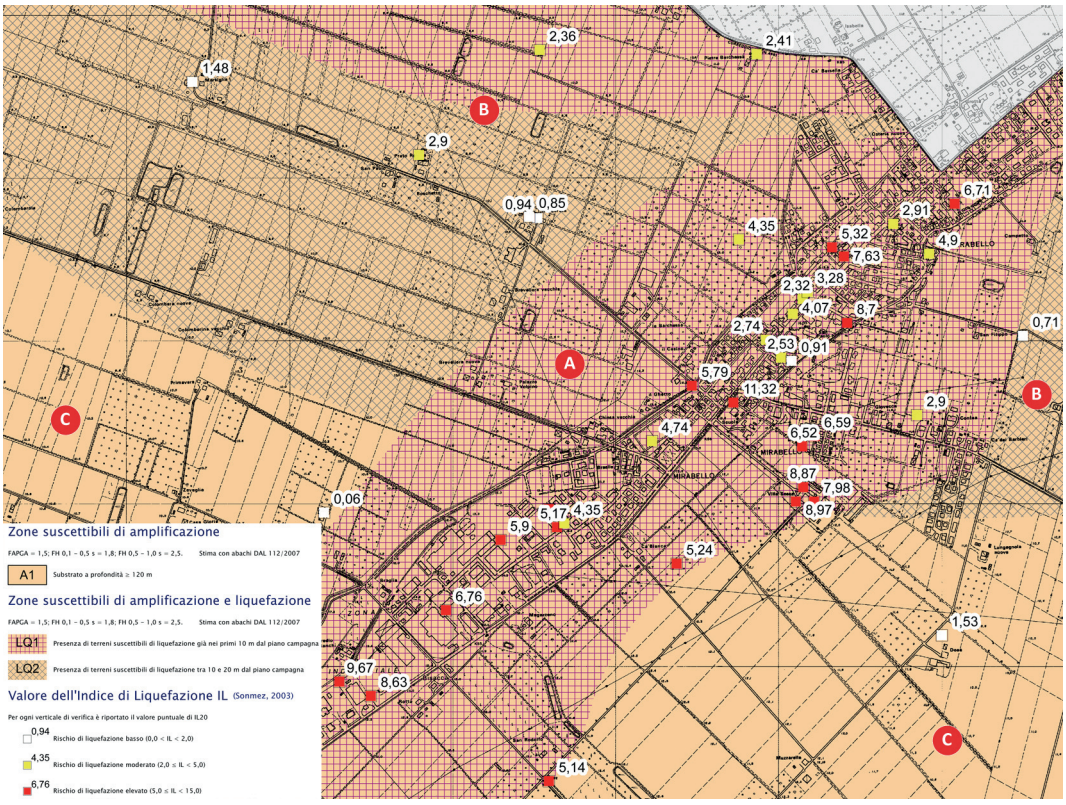


Fig. 3 – Carta dei fattori di amplificazione e del rischio di liquefazione. Sono rappresentate le aree a diversa pericolosità sismica in base alla propensione alla liquefazione (zona A – LQ_1, zona B – LQ_2, zona C – esente da rischio), i valori dell'indice di liquefazione calcolati su tutte le prove penetrometriche statiche a piezocono, oltre ai fattori di amplificazioni stimati per l'area di studio.

meccanica portino a risultati a volte sensibilmente differenti e in genere ad una sottostima del valore di I_L (Veronese e Romagnoli, 2014). Per tale ragione, pur avendo eseguito il calcolo sulle verticali di entrambi i tipi di prove, i risultati sono stati tenuti distinti, riportando nella cartografia finale i soli indici ottenuti da prove penetrometriche con punta elettrica (45), ritenuti maggiormente affidabili (Fig. 3).

Organizzazione stratigrafica ed evoluzione deposizionale.

1. La parte inferiore dei corpi indagati è costituita da sedimenti pleistocenici di media pianura alluvionale (Fig. 1), deposti durante fasi dell'ultima glaciazione quando il livello marino stazionava a quote inferiori di circa 120 m rispetto all'attuale (Trincardi *et al.*, 1994; Waelbroeck *et al.*, 2002). La parte settentrionale dell'area di studio è formata da estesi corpi di sabbie grossolane del Po a notevole trasmissività idraulica e con le più elevate velocità delle onde di taglio volumetriche, anche superiori ai 300 m/sec. Verso sud si passa ad alternanze di sabbie di provenienza appenninica e grossi volumi di limi continentali, con velocità (Vs) mediamente inferiori alle precedenti, comprese tra 200 e 250 m/sec. La profondità del tetto stratigrafico dei corpi sedimentari singlaciali aumenta verso sud, in direzione dell'asse della sinclinale attiva, a causa delle deformazioni indotte dalla subsidenza differenziale. Questa superficie di discordanza è associata ad una brusca riduzione della permeabilità e delle velocità delle onde sismiche, in modo particolarmente marcato nella parte settentrionale del territorio indagato.
2. I sedimenti post-glaciali presentano caratteri notevolmente diversi nella parte meridionale e settentrionale, nonostante la contenuta estensione in senso latitudinale dell'area. A sud

si sviluppa una spessa successione (anche oltre 10 m di spessore) di prevalenti limi continentali, con intercalazioni di sabbie e argille di provenienza appenninica (Fig. 1). Sono presenti importanti livelli di paleosuoli a concrezioni carbonatiche nei quali l'alterazione diagenetica influenza notevolmente i parametri geotecnici di resistenza alla punta e attrito laterale. In corrispondenza di tali orizzonti la valutazione litologica effettuata con i comuni programmi di calcolo è resa alquanto inaffidabile. Di norma, infatti, i principali algoritmi di calcolo non sono in grado di stimare correttamente molti degli effetti indotti dalle modificazioni diagenetiche. Le velocità sismiche tipiche di questa unità superano di poco i 200 m/s, con bruschi incrementi in corrispondenza dei livelli più maturi di paleosuolo. Nella parte settentrionale dell'area di studio, invece, che già risente della presenza del fianco meridionale dell' anticlinale di Ferrara, la successione limosa si assottiglia notevolmente a causa dei diffusi periodi di non deposizione e lacuna stratigrafica connessi al continuo sollevamento della struttura tettonica. Sulla discordanza stratigrafica si sovrappongo sedimenti di piana alluvionale, con influenze sia padane che appenniniche. Corpi di sabbie di meandro di Po possono saldarsi direttamente con contatto erosivo a quelle singlaciali.

3. Intorno a 5000 anni fa la trasgressione marina delle acque dell'Adriatico giunse al proprio culmine. L'area di Mirabello, come peraltro quella di Ferrara, non fu mai direttamente raggiunta dalle acque salmastre, ma le difficoltà di drenaggio del sistema idrografico, indotte dall'elevato livello eustatico, portarono allo sviluppo su scala regionale di amplissime paludi, in cui si depositavano fanghi argillosi organici e torbe assai continue lateralmente (Fig. 1). In termini di stratigrafia sequenziale, questo livello corrisponde alla superficie di massima trasgressione olocenica e rappresenta un'importante soglia a ridotta permeabilità e con i più bassi valori di velocità delle onde sismiche (Vs pari a circa 120 m/s), oltre che le minori densità.
4. I corpi sedimentari deposti negli ultimi 5000 anni possono essere ricostruiti con crescente dettaglio. Buona parte dell'attuale area di studio continuò ad essere interessata da diffuse paludi dolci, in cui fanghi di origine prevalentemente appenninica si depositavano dando origine a livelli che oggi presentano proprietà geofisiche e geotecniche simili a quelle appena descritte, tranne che nella parte superiore fortemente sovraconsolidata dal disseccamento subaereo. L'area fu però nel tempo attraversata da numerosi canali fluviali di origine appenninica, in primis il Reno, ma anche da Secchia, Panaro e altri fiumi minori provenienti dal bolognese. Questi fiumi hanno deposto importanti corpi allungati di sabbie, sabbie limose e limi di riempimento di canale, fiancheggiati da ampi corpi di argine naturale, limoso-sabbiosi. Particolarmente evidente è il corpo affiorante di sabbie deposte dal Reno (Fig. 1) in età molto recente, fra 1450 e 1750 circa, che forma il pronunciato dosso fluviale che innerva il territorio di Mirabello e su cui si è sviluppato l'abitato. Esso è affiancato da argini artificiali, eretti nel XVI secolo dagli Estensi e poi mantenuti ed accresciuti in più fasi dalla Legazione Pontificia di Bologna, fino alla giunzione con quella di Ferrara. Ai lati delle strutture arginali si sviluppano estesi corpi da rotta, come quello delle Pradine nella la porzione sudorientale dell'area comunale, ben noti e precisamente databili grazie le abbondanti fonti storiche, scritte e cartografiche. Il continuo accumulo sedimentario si interruppe solo alla fine del XVIII secolo, in seguito all'inalveamento artificiale del Reno a Sant'Agostino, verso Argenta, e alla costruzione di imponenti arginature fluviali ed opere di bonifica idraulica artificiale.

Suddivisioni areali e microzonazione sismica. Le misure di microtremore a stazione singola distribuite in maniera omogenea sull'intero territorio comunale hanno evidenziato una frequenza fondamentale dei terreni compresa tra 0,75 e 1 Hz, che ha permesso di confermare la presenza di un bedrock relativamente profondo (Martelli *et al.*, 2013). Le numerose misure dirette di Vs_{30} disponibili (18 SCPTU, 7 MASW e 2 ESAC) hanno permesso di confermare che tale valore risulta inferiore a 225 m/s in tutto il territorio indagato. Profondità del bedrock e Vs_{30}

sono i parametri richiesti per utilizzare gli abachi regionali (DAL 112/2007) per la stima dei fattori di amplificazione, che per tutto il comune di Mirabello risultano gli stessi: $FA_{PGA} = 1,5$; $FA_{0,1\text{-}0,5S} = 1,8$; $FA_{0,5\text{-}1S} = 2,5$, confermando quanto già stabilito dallo studio precedente (Martelli *et al*., 2013).

Il territorio di Mirabello può dunque essere suddiviso in tre distinte aree a diversa pericolosità sismica in base alla propensione alla liquefazione dei primi 20 metri di depositi, aree che chiaramente riflettono in modo fedele la distribuzione tridimensionale dei corpi sedimentari di origine fluviale.

(A) La parte centrale, comprendente quasi tutto il centro abitato, corrisponde a sabbie e limi di riempimento del Reno, deposte fra 1450 e 1750 e sede di una sviluppata falda freatica non confinata, associati a significativi volumi di riporto antropico. Questa fascia mostra nel primo sottosuolo spessi corpi granulari saturi ad elevato indice di liquefazione (valori puntuali di I_L anche superiore ad 11) e ciò conferma l'attribuzione dell'area alla categoria LQ_1 (Fig. 3), cioè quella con depositi potenzialmente liquefacibili presenti nei primi 10 metri di profondità, già individuata dagli studi di microzonazione dell'Ordinanza 70/2012. I notevoli gradienti topografici, legati alla presenza del dosso fluviale ed ai riporti arginali antropici antichi, favoriscono l'insorgere di movimenti gravitativi di espansione laterale e franamento cosismici, come quelli verificatisi durante le scosse del 20 maggio 2012 e, in precedenza, nel 1570 (Caputo *et al*., 2012). La fascia centrale, densamente abitata e attraversata dalla ex. Strada Statale 225 e dalla maggior parte delle infrastrutture, appare quindi la più problematica dal punto di vista del rischio da liquefazione. Questo rischio si riduce lateralmente nelle sabbie fini da rotta e tracimazione, dati gli spessori ridotti ed i minori gradienti topografici.

(B) La parte settentrionale del territorio di Mirabello, confinante con il Comune di Vigarano Mainarda e Bondeno, e quella orientale, confinante con Poggio Renatico, non presenta importanti corpi di sabbie liquefacibili affioranti. Le indagini di sottosuolo hanno però rivelato la presenza di spessi corpi di sabbie fluviali sepolti, riferibili a canali di Po nella parte settentrionale più profonda, a cui localmente si sovrappongo canali di origine appenninica, verosimilmente attribuibili a Secchia, Panaro e Reno a nord-ovest, a Samoggia, Lavino ed altri nella parte orientale. La locale presenza di sabbie appenniniche più prossime alla superficie è responsabile dei moderati indici di liquefazione ottenuti in ristrette aree di questo settore ($2 \leq I_L \leq 5$) e della loro attribuzione alla categoria LQ_1, definita dagli studi di microzonazione dell'Ordinanza 70/2012. Queste aree sono soggette ad un rischio di liquefazione comunque significativo, anche se meno evidente rispetto a quello dell'agglomerato urbano, confermato dalle eruzioni in superficie di sabbie profonde lungo la Via Correggese, in direzione di Finale Emilia, durante il sisma del 2012. La maggior parte del settore settentrionale, invece, in cui le sole sabbie del Po compaio a profondità superiori ai 10 metri, è invece stata attribuita alla categoria LQ_2 (Fig. 3). I bassi indici di liquefazione ottenuti sulle verticali analizzate ($0 \leq I_L \leq 2$) dipendono sostanzialmente dalle diverse caratteristiche di assortimento, granulometria e addensamento delle sabbie padane rispetto a quelle appenniniche. La dettagliata ricostruzione geometrica di questi corpi sepolti è però assai più complessa e relativamente incerta rispetto ai corpi affioranti e pertanto tali aree richiedono maggiori attenzioni e approfondimenti di indagine in caso di interventi edilizi.

(C) Le parti orientali e occidentali, topograficamente depresse, del territorio qui discusso non presentano significativi corpi di sabbie fluviali nei primi 15-20 m di sottosuolo, essendo caratterizzati dalla presenza di sedimenti argillosi coesivi, spesso organici, deposti in condizione di palude e depressione interalvea. Sabbie fluviali possono essere presenti solo a maggiore profondità, comunemente associate alle unità sedimentatesi durante l'ultima glaciazione. Il significativo carico litostatico impedisce però il manifestarsi di fenomeni di liquefazione in superficie. Queste aree possono essere quindi considerate

esenti da rischio di liquefazione cosismica (Fig. 3), ma risultano comunque affette da fenomeni di amplificazione del moto sismico in superficie, come sopra definito.

Correlazione fra distribuzione dell'insediamento antropico e potenziale di liquefazione. Nella porzione di territorio che comprende l'area di studio esiste una forte correlazione fra la distribuzione degli insediamenti antropici e le zone a più elevato rischio di liquefazione. L'edificato storico, precedente il XX secolo, appare anzi insistere esclusivamente sulle zone con più elevato potenziale di liquefazione. Questa infelice correlazione non è casuale e interessa gran parte dei centri abitati e nuclei storici della bassa Pianura Padano-Veneta, in quanto i fattori che hanno controllato la nucleazione e lo sviluppo degli insediamenti sono gli stessi che hanno prodotto i corpi sabbiosi liquefacibili. In questi vasti territori di bassa pianura i limitati gradienti morfologici e gli alvei fluviali naturalmente pensili rendono lo scolo delle acque molto difficoltoso, particolarmente nelle aree più subsidenti. La diffusione storica di aree umide, paludi, stagni e lagune costiere ha, quindi, fortemente limitato le possibilità di sviluppo agricolo ed insediativo. Qui i corpi arginali e i dossi sabbiosi di paleoalveo costituivano le sole strutture stabilmente emerse e drenate, percorribili anche nei periodi più umidi. La natura continua degli alvei fluviali consentiva il tracciamento di percorsi e strade, mentre gli alvei attivi hanno rappresentato, storicamente, importanti vie di trasporto fluviale. La presenza di falda libera all'interno dei corpi acquiferi freatici consentiva l'approvvigionamento idrico attraverso pozzi superficiali, fornendo al contempo acqua agli apparati radicali delle piante coltivate anche nei periodi siccitosi. La combinazione di questi fattori ha fatto sì che i centri antichi si enucleassero nella quasi totalità dei casi su corpi sabbiosi di alveo fluviale. A seguito delle diffuse bonifiche idrauliche e allo sviluppo economico e tecnologico in epoca più recente, questi condizionamenti territoriali si sono fortemente ridotti, anche se la correlazione fra zone sabbiose liquefacibili e insediamento permane. Infatti le zone morfologicamente depresse con sedimenti fangoso-torbosi presentano scarse caratteristiche geotecniche e gli insediamenti moderni tendono a svilupparsi intorno ai centri preesistenti e buona parte della rete stradale attuale ripercorre percorsi storici su corpi di paleoalveo.

Riconoscimenti. Si ringrazia il Sindaco di Mirabello, Angela Poltronieri, per avere concretamente dimostrato di credere che studi di microzonazione sismica di dettaglio siano un valido strumento per orientare le scelte di pianificazione territoriale.

Bibliografia

Caputo, R., Iordanidou, K., Minarelli, L., Papathanassiou, G., Poli, M. E., Rapti-Caputo, D., Sboras, S., Stefani, M., and Zanferrari, A.; 2012: *Geological evidence of pre-2012 seismic events, EmiliaRomagna, Italy. **Annals of** Geophysics, "The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results"* edited by: Anzidei, M., Maramai, A., and Montone, P., **55**, 743-749. doi: 10.4401/ag-6147

Delibera dell'Assemblea Legislativa progr. n°112 - oggetto n°3121 del 2 maggio 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"*, Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna, **64** del 17/5/2007.

Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica.* ; 3 vol. e 1 DVD.

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

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

Guidoboni E.; 1984: R*iti di calamità: terremoti a Ferrara nel 1570-74, in Calamità Paure Risposte*, numero mon. di "Quaderni Storici" a cura di A. Caracciolo e G.Calvi, **55** , 107-135.

Guidoboni E.; 1987: *I terremoti del territorio ferrarese*, in Storia di Ferrara, a cura di F. Bocchi, AIEP, **40**, 625-640.

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G.; 2007: CFTI4Med, *Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and the Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*, INGV-SGA; http://storing.ingv.it/cfti4med/.

Idriss, I.M., Boulanger, R.W.; 2008: *Soil liquefaction during earthquakes*. Monograph MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA, 261 pp.

Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Romani M., 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., Bramerini F., Speranza E., Conte C., Di Salvo G., Giuffrè M., Zuppiroli M., Guidi F., Vona V., Manicardi A., Mengoli B., Ugoletti C., Ricci L.; 2013: *Microzonazione Sismica Dell'area Epicentrale Del Terremoto Della Pianura Emiliana Del 2012 (Ord. 70/2012)*. Atti 32° Convegno Nazionale Gngts, Trieste. Isbn: 978-88-902101-7-4.

Meletti C. e Valensise G. (a cura di); 2004: *Zonazione sismogenetica ZS9 - App.2 al Rapporto conclusivo*. *Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 3274/2003)*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Papathanassiou G., Caputo R., Rapti-Caputo D.; 2012: *Liquefaction phenomena along the paleo-Reno River caused by the May 20, 2012, Emilia (northern Italy) earthquake*. Ann. Geophysics, **55**, 735-742. doi: 10.4401/ag-6147

Pieri, M., Groppi G.; 1981: *Subsurface geological structure of the Po Plain,* CNR, P.F. Geodin., **414**, 278-286.

Robertson, P.K., Campanella, R.G., Gillespie, D. & Rice, A.; 1986: *Seismic CPT to Measure In-situ Shear Wave Velocity,* Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, **112(8)**, 791-803.

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.

Trincardi F., Correggiari A., Roveri M.; 1994: *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: The Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Marine Letters, **14**, 41-51.

Veronese T., Romagnoli M.; 2014 in stampa: "Considerazioni sulla valutazione del rischio di liquefazione indotta da sisma, sui terreni della bassa pianura padana. Il Geologo dell'Emilia-Romagna.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M.; 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Reviews, **21**, 295-305.

ABACHI PER LA VALUTAZIONE DEI FATTORI DI AMPLIFICAZIONE PER LE INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA DI SECONDO LIVELLO IN EMILIA-ROMAGNA

A. Tento[1], L. Martelli[2], A. Marcellini[1]
[1] IDPA-CNR, Milano
[2] Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Bologna

Premessa. La Regione Emilia-Romagna con la delibera di Assemblea Legislativa n.112 del 2 maggio 2007 (Regione Emilia-Romagna, 2007) ha introdotto gli "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica" con i seguenti obiettivi principali:

- introdurre criteri uniformi per la protezione dal rischio sismico che tengano conto delle caratteristiche geologiche locali;
- fornire una guida ai professionisti per la realizzazione di studi di microzonazione sismica.

Gli indirizzi, analogamente a numerose altre regolamentazioni in vigore, definiscono tre livelli di analisi, con dettaglio e approfondimento crescenti. In particolare il secondo livello è rivolto alla pianificazione urbanistica comunale e fornisce una suddivisione del territorio in base alla risposta sismica locale stimata tramite abachi, per l'utilizzo dei quali è richiesta una conoscenza geologica di dettaglio del territorio. Ad esempio, ai fini della valutazione delle amplificazione sismiche, sono necessarie informazioni sulla profondità del substrato, o spessore

del terreno di copertura (H), sul modello stratigrafico e sulla velocità di propagazione delle onde di taglio nell'intervallo di copertura (Vs_H).

Le linee guida forniscono quindi ai professionisti incaricati di redigere le microzonazioni apposite tabelle per la valutazione dei fattori di amplificazione sismica in termini di PGA ($PGAsito/PGA_0$) e intensità spettrale ($SIsito/SI_0$) negli intervalli di periodi 0,1-0,5 s e 0,5-1 s (fino a 1,5 s in pianura). Le tabelle sono state preparate tramite modellazioni 1D di risposta sismica locale per gli ambiti morfologici e stratigrafici che caratterizzano il territorio dell'Emilia-Romagna.

Dalla emanazione degli indirizzi, le tabelle per la valutazione dell'amplificazione sismica sono state largamente impiegate per la redazione di carte di microzonazione sismica di secondo livello; in particolare, in Facciorusso *et al*. (2012) viene illustrato lo stato dell'arte dei primi quattro anni di applicazione con particolare attenzione al punto di vista dei professionisti che hanno operato sul territorio.

L'esperienza maturata e le nuove conoscenze acquisite, grazie anche agli studi effettuati a seguito della crisi sismica emiliana di maggio-giugno 2012, hanno reso possibile la revisione delle tabelle per la valutazione dei fattori di amplificazione sismica.

L'aggiornamento delle tabelle ha riguardato i punti seguenti.

Revisione della suddivisione del territorio regionale in ambiti geo-litologici omogenei. Sono stati individuati due ambienti principali relativi 1) alla zona collinare e montana (Appennino) e 2) alla pianura e alla zona costiera (Fig. 1).

Appennino. Per questo ambiente sono state individuate tre tipologie:

1. depositi di copertura, con spessori fino a 50 metri, sovrastanti il substrato geologico rigido (depositi marini generalmente caratterizzati da Vs > 800 m/s);
2. depositi di copertura, con spessori fino a 50 metri, sovrastanti il substrato marino non rigido (depositi marini caratterizzati da Vs << 800 m/s);
3. substrato marino non rigido affiorante o sub affiorante (i.e. depositi marini caratterizzati da Vs << 800 m/s, con spessore della copertura o della coltre di alterazione < 2,5 m).

Nei casi 1 e 2 i fattori di amplificazione sono in funzione dello spessore H dei depositi fino al substrato e di Vs_H, ovvero della velocità media fino al substrato. Lo spessore di copertura H deve essere almeno 2,5 m. I valori di Vs_H considerati iniziano da 150 m/s per i depositi più superficiali. Nel caso 3, che non prevede la presenza di terreni di copertura di spessore rilevante (H < 2,5 m), il parametro considerato è la Vs_{30}, con valori a partire da 350 m/s.

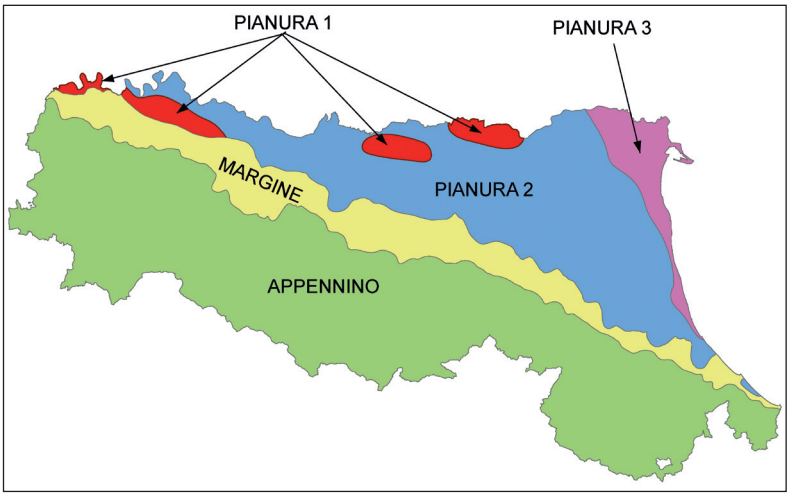


Fig. 1 – Localizzazione indicativa delle ambienti geomorfologici e litostratigrafici per l'applicazione degli abachi regionali per la MS di secondo livello in Emilia-Romagna.

Pianura e zona costiera. Per questo ambiente sono state individuate le seguenti tipologie:

1. PIANURA 1: settore di pianura con sedimenti alluvionali prevalentemente fini, alternanze di limi, argille e sabbie, caratterizzato dalla presenza di una importante discontinuità stratigrafica responsabile di un significativo contrasto di impedenza a circa 100 m da p.c.; i fattori di amplificazione sono espressi in funzione di Vs_{30} che varia da 150 a 500 m/s;
2. PIANURA 2: settore di pianura con sedimenti alluvionali prevalentemente fini, alternanze di limi, argille e sabbie, caratterizzato dalla presenza di una importante discontinuità stratigrafica responsabile di un significativo contrasto di impedenza a circa 100 m da p.c. e dal tetto del bedrock sismico (Vs>800 m/s) a circa 150 m da p.c.; anche in questo caso si utilizza Vs_{30} che varia da 150 a 500 m/s;
3. PIANURA 3: settore di pianura caratterizzato da elevati spessori di sedimenti prevalentemente fini e poco consolidati, alternanze di limi, argille e sabbie di ambiente alluvionale e transizionale, con substrato rigido a profondità non inferiori a 300 m da p.c.; si utilizza Vs_{30} che varia da 150 a 250 m/s;
4. MARGINE: settore di transizione tra la zona collinare (Appennino) e la pianura caratterizzato da terreni prevalentemente fini sovrastanti orizzonti grossolani (ghiaie, ghiaie sabbiose); il substrato geologico è generalmente costituito da sabbie marine pleistoceniche o da peliti plio-pleistoceniche (substrato non rigido); questo ambiente è suddiviso in:
   A) MARGINE settore A: caratterizzato da spessore dei terreni fini sovrastanti gli orizzonti grossolani inferiore a 30 m; gli strati grossolani sovrastano direttamente il substrato geologico; in questo caso si utilizza H e Vs_H, compresa fra da 150 a 250 m/s;
   B) MARGINE settore B: caratterizzato da spessore dei terreni fini superiore a 30 m; gli strati grossolani sovrastano altri strati di terreni fini presenti fino al substrato; in questo caso si utilizza Vs_{30} che varia da 150 a 250 m/s.

L'utilizzo di abachi comporta necessariamente l'individuazione di parametri di sintesi che descrivono la situazione geo-litologica a cui correlare i fattori di amplificazione. Come già descritto, in numerose situazioni, in particolare negli abachi della pianura, viene utilizzata Vs_{30} la cui adeguatezza è stata più volte messa in discussione, vedi ad esempio Lee and Trifunac (2010). Tuttavia, sia per la semplicità e la diffusione di queste misure sia perché le relazioni fra Vs_{30} e i fattori di amplificazione sono sviluppate specificatamente per i vari contesti geolitologici, si è ritenuto di continuare a utilizzare questo parametro.

Individuazione di profili geofisici tipo relativi ad ogni ambito. Utilizzando i dati geofisici e geotecnici disponibili, sono stati individuati per ogni ambiente, e relativa tipologia, i profili medi di velocità (Vs) e la loro variabilità. Questi dati sono stati utilizzati per la generazione dei profili di velocità casuali impiegati per la modellazione 1D della risposta simica.

Ad esempio per gli ambienti di pianura sono stati utilizzati i dati recentemente acquisiti nell'ambito degli studi di microzonazione promossi dalla Regione Emilia-Romagna. Si tratta di prove Down-Hole e Cross-Hole, effettuate in sondaggi a carotaggio continuo che in alcuni casi hanno raggiunto profondità fino a 130-150 m, e di profili di Vs ottenuti invertendo le registrazioni di rumore sismico effettuate con array.

In questo caso Vs in superficie è 150 m/s e arriva a 530 m/s a 100 m di profondità; nella generazione dei profili casuali questi valori, che determinano il gradiente di velocità, variano di circa il 20%. Per quanto riguarda lo smorzamento, avendo a disposizione pochi dati provenienti da prove di colonna risonante, si è considerata una dipendenza casuale da Vs: $540/Vs < D < 720/Vs$, dove D è lo smorzamento percentuale per basse deformazioni. Il comportamento non lineare dei suoli viene considerato tramite le curve di decadimento del modulo di taglio e dell'aumento dello smorzamento in funzione della deformazione, disponibili per alcune litologie e ricavate da prove di colonna risonante.

Le amplificazioni sismiche sono state valutate rispetto alla la categoria di sottosuolo A, definita nella tabella 3.2.II di NTC 2008, come "Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di Vs_{30} superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m". A questo riguardo è stato definito un profilo di velocità delle onde di taglio congruente con la definizione di suolo A ma definito fino a circa 2000 metri di profondità. I profili di Vs relativi alle varie tipologie geo-litologiche che sono generati casualmente si congiungono in profondità con il profilo del suolo A.

Calcolo dell'amplificazione sismica. Considerando che la finalità dell'utilizzo degli abachi è nell'ambito della pianificazione territoriale e urbanistica, si è considerata come pericolosità sismica di riferimento quella relativa al periodo di ritorno di 475 anni. Si è verificato che il relativo spettro di risposta (Meletti e Montaldo, 2007; Montaldo e Meletti, 2007) presenta una forma che rimane costante sul territorio della regione rendendo possibile l'utilizzo degli stessi accelerogrammi di input, opportunamente scalati, per tutti i casi analizzati. La selezione degli accelerogrammi è basata solo sulla compatibilità del loro spettro di risposta rispetto a quello della pericolosità sismica.

Per il calcolo della risposta sismica si è utilizzato un modello 1D considerando la non linearità dei terreni tramite uno schema lineare-quivalente (Schnabel *et al.*, 1972).

L'amplificazione sismica, ovvero il rapporto fra lo scuotimento alla superficie dei depositi analizzati e quello in superficie al suolo A, è stata valutata in termini di PGA e di intensità spettrale calcolata negli intervalli di T_0: 0.1 - 0.5 s , 0.5 - 1.0 s e, per la pianura, 0.5 - 1.5 s.

Verifica dei criteri per la trasformazione dei valori di amplificazione sismica in fattori di amplificazione delle tabelle. I fattori di amplificazione riportati nelle tabelle sono relativi a 84 percentile dei valori ottenuti considerando i profili generati casualmente e opportunamente raggruppati in intervalli di Vs_H e H oppure di Vs_{30}.

Inoltre, nella compilazione delle tabelle non viene considerata l'eventuale diminuzione dell'amplificazione sismica dovuta a un significativo comportamento non lineare dei suoli, che è osservabile in alcuni casi per i valori più bassi di Vs_H o Vs_{30}.

In questi casi i fattori di amplificazione sono mantenuti ai valori di amplificazione massima.

La Fig. 2 mostra, come esempio, i fattori di amplificazione valutati per l'ambiente pianura 1.

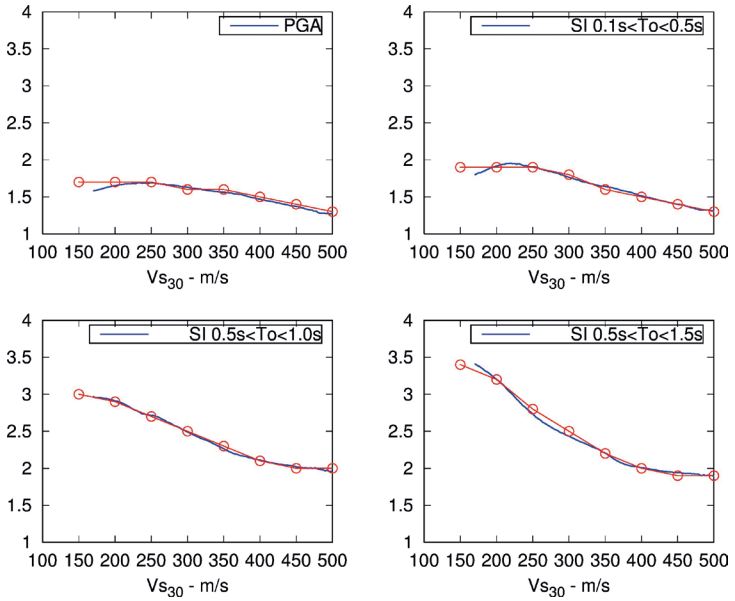


Fig. 2 – Ambiente Pianura 1. Fattori di amplificazione calcolati, linea continua blu; Fattori di amplificazione delle tabelle, linea rossa con cerchi.

La revisione delle tabelle, realizzata nell'ambito delle attività previste dall'art. 17 dell'OPCM 4007/2012 (attuazione della seconda annualità del fondo per studi di riduzione del rischio sismico previsto dall'art. 11 L. 77/2009), è attualmente sottoposta a una fase di verifica prima dell'inizio dell'iter legislativo necessario per la loro approvazione e emanazione.

Microzonazione sismica e norme tecniche per le costruzioni. Il sisma di maggio–giugno 2012 che ha colpito l'Emilia-Romagna e la Lombardia ha evidenziato l'importanza dei suoli, anche a causa delle forti evidenze di comportamenti non lineari, quali cedimenti e liquefazioni. La microzonazione sismica viene quindi a assumere un ruolo rilevante ai fini della riduzione del rischio sismico, dal momento che la stima degli effetti di sito è il suo scopo principale. Il fatto da un lato è positivo perché contribuisce a una maggiore conoscenza dei suoli e della loro risposta al terremoto, dall'altro, per la sua accresciuta rilevanza, rischia di confliggere con le vigenti norme tecniche NTC 2008 (NTC, 2008) che pure prevedono specifiche indicazioni per il calcolo delle azioni sismiche che tengono conto della natura del suolo.

E' opportuno allora ricordare che gli indirizzi emanati dalla Regione Emilia-Romagna sono stati promulgati nel 2007, quindi sono precedenti all'emanazione delle NTC 2008: per il calcolo delle tabelle (vedi paragrafo 'Calcolo amplificazione Sismica') sono stati impiegati accelerogrammi riferiti a un periodo di ritorno di 475 anni. Tale scelta, tutt'altro che casuale, era dettata dalla necessità di usare lo stesso criterio di rischio adottato nelle allora vigenti norme sismiche per le costruzioni.

L'avvento delle NTC 2008 ha radicalmente modificato il criterio di rischio associato al sisma: non vi è più un solo periodo di ritorno. L'importanza della struttura e la sua funzione, attraverso la vita nominale e la classe d'uso, determinano il periodo di ritorno di riferimento, che è anche legato allo stato limite considerato. Le NTC 2008 infatti prevedono la pericolosità calcolata per un tempo di esposizione t che può variare tra 35 e 200 anni. A titolo d'esempio per SLV (P=10%) si passerebbe da circa 330 a 1900 anni di periodo di ritorno.

Risulta evidente che un suolo ha una risposta ben differente se eccitato da un terremoto con periodo di ritorno di 330 anni o da un terremoto con periodo di ritorno di 1900 anni.

La microzonazione sismica come proposta negli indirizzi rimane uno strumento estremamente utile per la riduzione del rischio sismico, ma è bene tenere presente che è aumentato il rischio di entrare in conflitto con le NTC 2008. Non basta infatti sostenere che microzonazione e NTC 2008 si applicano su obiettivi diversi: risultati contraddittori per lo stesso suolo sono fonte di obiettive difficoltà, in special modo durante la ricostruzione post-sisma. Un esempio è la tematica della liquefazione: calcolato con un sisma di input di periodo di ritorno di 475 anni (classicamente usato in studi di microzonazione) un suolo può non arrivare alla liquefazione ma il fenomeno può scatenarsi per un periodo di ritorno di 1900 anni. L'amplificazione sismica, seppure meno drammatica nei suoi effetti rispetto alla liquefazione, dovrà tenere conto dei citati aspetti di NTC 2008.

Nel prossimo futuro prevediamo di produrre nuovi abachi calcolati con accelerogrammi di input riferiti ai vari periodi di ritorno di NTC 2008.

Bibliografia

Facciorusso J., Crespellani T., Martelli L., Romani M., Manicardi A., Ugoletti C., Mazzetti G.P., Campagnoli I., Marabini S., Nonni E., Sbarzaglia D., Madiai C., Vannucchi G.; 2012: *Microzonazione sismica, uno strumento consolidato per la riduzione del rischio. L'esperienza della Regione Emilia-Romagna*. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, aprile 2012.

Lee V.W. and Trifunac M.D.; 2010: *Should average shear-wave velocity in the top 30 m of soil be used to describe seismic amplification?* Soil Dyn. Earthq. Eng. 30(11), 1540–154.

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

NTC; 2008: Norme Tecniche per le Costruzioni. Decreto del Ministero delle Infrastrutture del 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale n. 29, 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30.

Regione Emilia-Romagna; 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

Schnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H.B.; 1972: *SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites*. Report No. UCB/EERC-72/12, University of California, Berkeley, December, 102p.

ENGINEERING-GEOLOGICAL AND NUMERICAL MODELING FOR THE EVALUATION OF THE VIBRATIONAL INTERACTION BETWEEN THE CITY AGGLOMERATE AND HETEROGENEOUS GEOLOGICAL SYSTEM: PRELIMINARY RESULTS

C. Varone[1], L. Lenti[2], S. Martino[1]

[1] Department of Earth Sciences and Research Center for the Geological Risks (CERI), University «Sapienza», Rome, Italy

[2] Université Paris-Est, Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux, Champs sur Marne, France

Introduction. This paper is focused on the evaluation of the Site-City Interaction [SCI: Kham *et al*. (2006); Semblat *et al*. (2008)] due to the influence of buildings on the local seismic response and on the seismically-induced effects of alluvial fills. The study is part of a PhD research of the University of Rome "Sapienza", which has been carrying on in co-operation with the IFSTTAR (Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux) of Paris. The Fosso di Vallerano valley (Rome, Italy) was selected as case study due to the fact that it is characterized by a highly heterogeneous geological setting and it is one of the most recent urbanized areas in Rome. More in particular, the Fosso di Vallerano valley hosts the "Europarco Business Park" i.e. the highest buildings (120 m) in Rome. A first phase of the study was focused on the reconstruction of the engineering-geological model of the valley through geological maps and cross-sections and a second phase is consisting in 2D numerical modeling of the seismic response in free field conditions as well as by considering the system city agglomerate according to a SCI approach. Some preliminary results of this research are here presented.

Engineering-geological model. The Rome urban area is located in a peculiar geodynamic context on the Tyrrhenian Sea Margin, at the transition between northern and central Apennines, that results from combined glacio-eustatic, sedimentary, tectonic and volcanic processes from the Pliocene to present (Karner and Marra, 1998; Marra *et al*., 2008; Milli *et al*., 2008; Sottili *et al*., 2010). To reconstruct the complex geological setting of the valley, 250 log stratigraphies from boreholes were considered as well as in-site geomechanical investigations, available from technical reports and official documents (Bozzano *et al*., 2000; Ventriglia, 2002; Marra F. Personal database). Based on such data four main lithotechnical units were distinguished in the Fosso di Vallerano valley:

- Plio-Pleistocene Marine deposits (Marne Vaticane Formation) composed by high consistency clays with silty-sandy levels;
- Pleistocene alluvial deposits of the Paleo Tiber 4 River (650-600 ky) composed by soils including graves, sands and clays;
- Volcanic deposits of the Alban Hills and of the Monti Sabatini Volcanic Districts (561-360 ky) consisting of highly heterogeneous tuffs;
- Recent alluvial deposits that filled the valley incisions since the end of the Würmian regression (18 ky-Present), characterized by a basal gravel level and including by different soft soils from sands to inorganic or peaty clays.

In particular, the Plio-Pleistocene Marine deposits represent the local geological bedrock. Mechanical and dynamic properties were attributed at each lithotechnical unit according to literature data (Bozzano *et al.,* 2008; Caserta *et al.,* 2012). The geological model was integrated by a geophysical dataset available from field survey in order to provide an engineering-geological model of the valley. In the June-October 2009, 3 ambient noise surveys were carried out in the Fosso di Vallerano Valley, using a 4Hz digital data-logger TROMINO (Micromed) set to a 128 Hz sampling rate; in the June – July 2014 an additional campaign of ambient noise records was carried out in the valley, using a Lennartz seismometer LE-3D/5s set to a 250 Hz sampling rate. The ambient noise analysis, performed according to the HVSR (H/V spectral ratio) Nakamura technique (Nakamura, 1989), pointed out a stratigraphic seismic response of the valley with a fundamental resonance frequency of 0.8-0.1 Hz. On the other hand, no amplification resulted in the surrounding volcanic hills. From June to July 2009 a free-field velocimetric array operated in STA/LTA (Short Time Average to Long Time Average) acquisition mode in the Fosso di Vallerano Valley, in order to record weak-motion events during the tail of the L'Aquila seismic sequence. The computed receiver functions (Lermo *et al.*, 1993) of the recorded events confirm the results obtained from the HVSRs derived by the noise measurements.

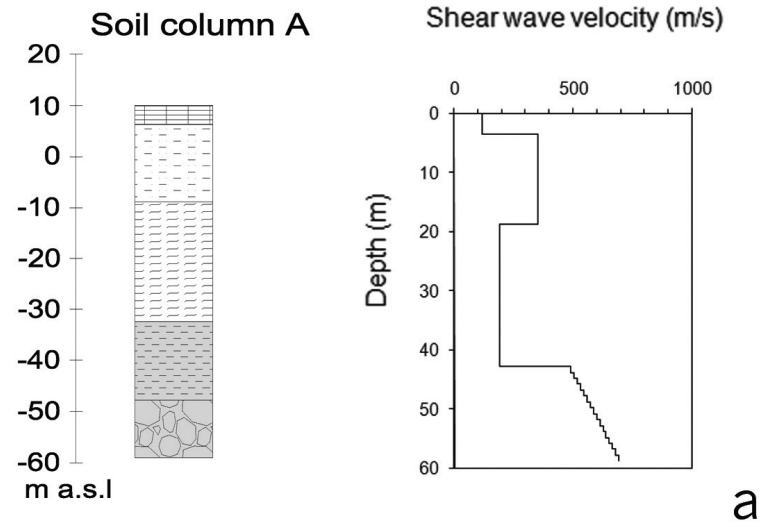
Numerical modeling. In the last decades great efforts were aimed at seismic response numerical modeling since it represents a powerful tool for validation and prediction of physical phenomena related to the seismic wave propagation in problems of civil engineering and earthquake geotechnical engineering. A lot of numerical codes based on different mathematical approaches, i.e. Boundary Element Method (BEM), Finite Element Method (FEM) and Discrete Element Method (DEM), were implemented in both the time and the frequency domain. The numerical modeling actually represents the main tool to estimate the local seismic response and the seismically-induced effects, particularly in the urban area (Rovelli *et al*., 1994, 1995; Bouden-Romdhane *et al*., 2003; Panza *et al*., 2004; Semblat and Pecker, 2009; Bonilla *et al*., 2010) where the geophysical measurements are often not suitable for highlighting the local seismic response.

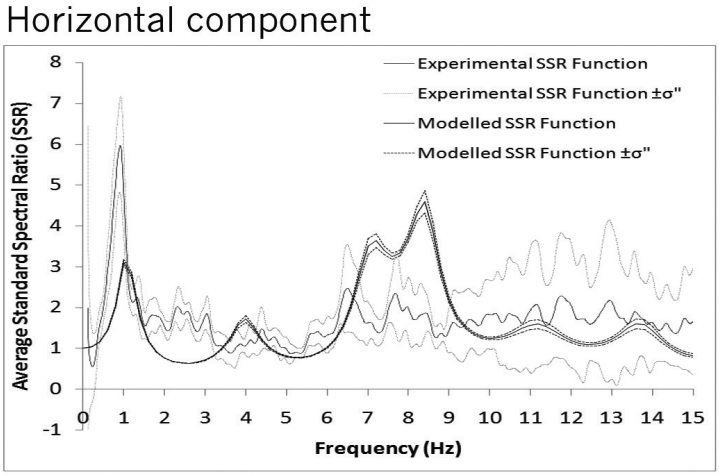
Calibration of the seimo-stratigraphic subsoil model. A calibration process by using the seismometric records collected in the Fosso di Valerano study area and the outputs from a 1D numerical modeling performed by EERA code [Equivalent – linear Earthquake Response Analysis: Bardet *et al*. (2000)] was performed to refine the seismo-statigraphy of the Fosso di Vallerano valley as well as to highlight the role played by the different layers (i.e., corresponding to the distinguished lithotecnical units) on the amplification function (A(f)). Based on the available high-resolution geological model, the calibration process was performed only by varying the shear wave velocity (Vs) of each lithotechnical units. To best fit the numerical model outputs with the A(f) derived from the recorded weak motions the records obtained at the reference site were de-convoluted to the local seismic bedrock. At this aim the soil column corresponding to the site of seismometric station that was operative during the Summer 2009 was selected (Fig. 1a).

The average site to reference spectral ratio (SSR) obtained from the recorded weak motions (Borcherdt, 1994; Lanzo and Silvestri 1999) were compared with the ones obtained from the 1D numerical modelling performed by assuming different Vs values for the log-stratigraphy of the analysed soil column. The Vs profile shown in Fig. 1a corresponds to the best fit between the records and the model outputs (Fig. 1b).

The resulting differences between the modeled and the recorded A(f) functions are attributed to 2D effects due to both the valley shape and the heterogeneous soil fill that cannot be modeled by the 1D EERA code.

Results of the 1D numerical modeling. The seismo-stratigraphic model of the subsoil was extrapolated to be applied at the entire Fosso di Vallerano valley; at this aim, 13 soil columns were selected from the reconstructed engineering-geological model that are representative for different layering conditions. The resulting A(f) functions were compared each other to highlight





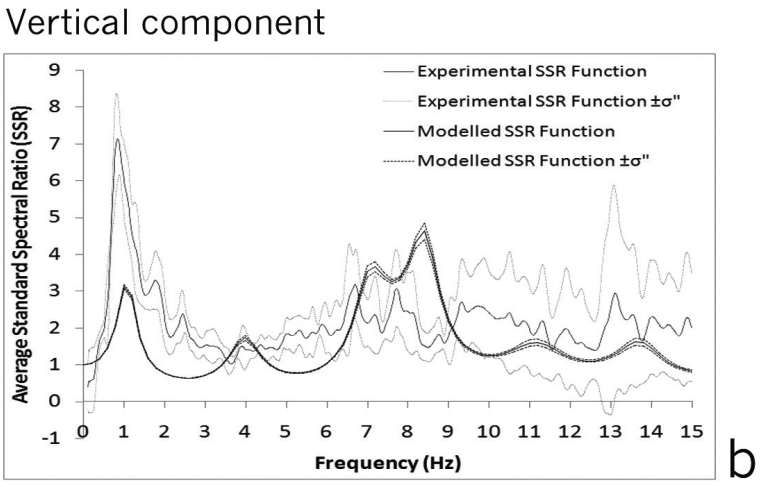


Fig. 1 – Results of the calibration process: a) Vs profile corresponding to the best fit; b) comparison between numerical and experimental A(f).

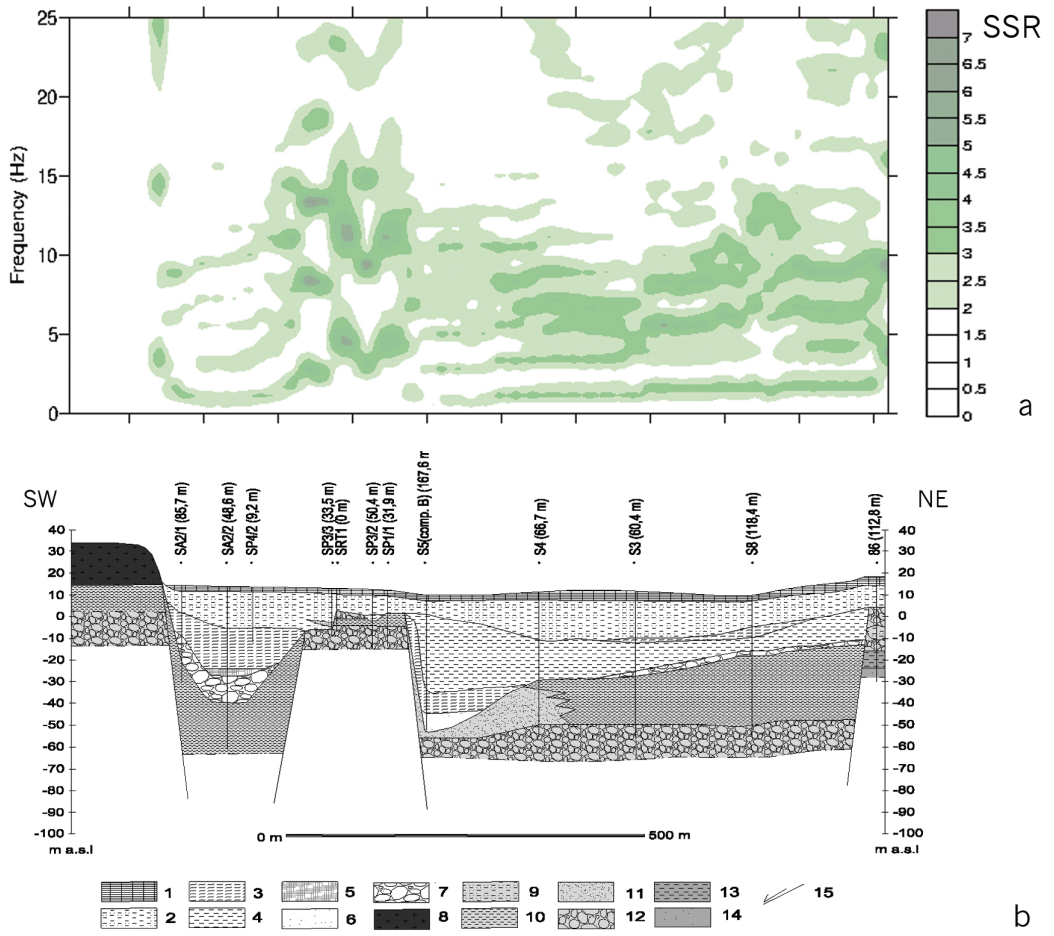


Fig. 2 – Results of the 1D numerical modeling of the 56 soil columns composing the geological cross-section FF': a) contour map of the A(f) vs distance along the section b) geological cross-section FF' Legend: *Recent alluvial deposits* (18 ky-present): lithological units from 1 to 7. Deposits of the volcanic district of Alban Hills and of the M. Sabatini (561-360 ky): lithological unit 8. PaleoTiber 4 deposits (Santa Cecilia Formation) 650-600 ky: lithological units from 9 to 12. Plio-Pleistocenic bedrock "Marne Vaticane - Monte Mario - Monte delle Piche Formation": lithological units 13-14.

differences in the local seismic response; as it resulted from this comparison the first resonance mode range between 0.5-4.5 Hz, with a maximum FFT-spectral of 5. The higher resonance modes are represented by a minimum of 3 up to 6 in a frequency range 3-15 Hz. Moreover, a geological-cross section passing from the "Europarco Business Park" was discretized by 56 soil columns, whose lateral representativeness is of about 10 m, in order to obtain the 1D spatial distribution of the A(f) under free field conditions and by assuming a linear model performed by the EERA code.

The obtained A(f) distribution (Fig. 2a) is influenced by the stratigraphic effect only, i.e. related to the thickness of the alluvial deposits (including the recent alluvia and part the Paleo Tiber 4 deposits) with respect to the seismic bedrock depth. In particular, it is worth noticing that the first resonance mode range very closely between 0.5-0.6 Hz and remains constant for a large part of the cross section where the thickness vary in a range 35-65 m; on the contrary, in the portion of the valley where the thickness of the alluvia significantly decrease (15-20 m), due to the local structural setting, the first resonance mode corresponds to higher frequency values

(2.0-4.5 Hz). The higher resonance modes, in terms of both frequency value and FFT-spectral intensity, are related to the different seismo-stratigraphic conditions of each soil columns and, in particular, to the presence and stratigraphic setting of the layers that are responsible for the highest impedance contrast. The obtained A(f) distribution have to be regarded as influenced by the 1D stratigraphic layering only while it cannot take into account nor the lateral heterogeneity of the alluvial fill neither the shape of the valley.

Since it is reasonable to think that the local seismic response and the seismically-induced effects in a heterogeneous geological settings significantly conditioned by 2D effects, in terms of both amplification and shear strain distribution, as demonstrated by GIACOMI, 2013 for the Tiber Rivel valley in the historical centre of Rome, the here obtained results can be considered as a starting point for quantifying properly 2D seismic effects along he analyzed section.

Calibration of the absorbing boundary conditions for 2D fully numerical modeling. A proper 2D numerical modeling is planned to be performed through numerical codes implemented by institute of Paris, IFSTTAR, and these codes are based on different numerical solutions, the Finite Element Method (FEM) and the Boundary Element Method (BEM). As reported in Semblat *et al*., 2011, the numerical analysis of elastic wave propagation in unbounded media can be difficult due to spurious waves reflected at the model artificial boundaries; this point is particular critical for the analysis of wave propagation in heterogeneous or layered systems as in the present study. In this regard, Semblat *et al*. (2011) proposed an absorbing layer solution, based on Rayleigh/Caughey damping formulation that considers both homogeneous and heterogeneous damping in the absorbing layers. The efficiency of the method was tested through 1D and 2D FEM simulations, and the best results were obtained considering a damping variation up to $Q_{min}^{-1} \approx 2$ (ξ =1.0) defined by a linear function in the heterogeneous case (five layers with piecewise constant damping) and linear as well as square root function in the continuous case. This theoretical study was performed considering a simple model composed by a homogeneous elastic medium and an absorbing lateral layered boundary. Such an approach was not yet tested for heterogeneous deposits, i.e characterized by vertical and lateral contacts among layers with different mechanical and dynamical properties. For this reason, the efficiency of the absorbing layers in case of highly heterogeneous deposits needs to be checked by additional numerical tests.

A new numerical model was designed according to the geometry used by Semblat *et al*., 2011 but introducing two horizontal and homogeneous sub-layers (Fig 3a-3c). The results of the model were analyzed in order to choice the most efficient features (i.e. thickness and damping) of the absorbing layer system, and considering impedance contrasts from 1.4 up to 12.5 between the 2 horizontal sub-layers representing the physical domain of interest.

This parametric analysis was performed to evaluate the reduction of efficiency of the adsorbing layer in relation with the longest wave lengths propagated in the model, these latter functions of the maximum wave velocity of the 2 considered sub-layers.

Some preliminary results of the performed modeling are here presented for the case in which the two modelled sub-layers, are characterized: i) by the same velocity values for the P and S seismic waves respectively (i.e. 231 m/s and 400 m/s) and ii) by a different density (1800 – 2500 kg/m^3 respectively); the so resulting impedance contrast is of about 1.4.

The modeling was performed by the FEM CESAR-LCPC code, by applying a synthetic input characterized by a predominant frequency of 10 Hz according to Semblat *et al*. (2011).

Two different typologies of absorbing layer system were considered, the first one corresponding to a homogenous absorbing layer (HOL) characterized by homogenous damping value equal to $Q_{min}^{-1} \approx 0.5$, or ξ =0.25 (Rayleigh/Caughey damping), and the second one to a heterogeneous layer (HEL) constituted of 5 sub-layers that are characterized by a damping linearly varying from $Q_{min}^{-1} \approx 0.2$, or $\xi = 0.1$ (in the inner part of the absorbing layer system), to $Q_{min}^{-1} \approx 2$, or ξ =1.0 at the boundary of the numerical model.

In agreement with the results obtained by Semblat *et al*. (2011), the here obtained preliminary

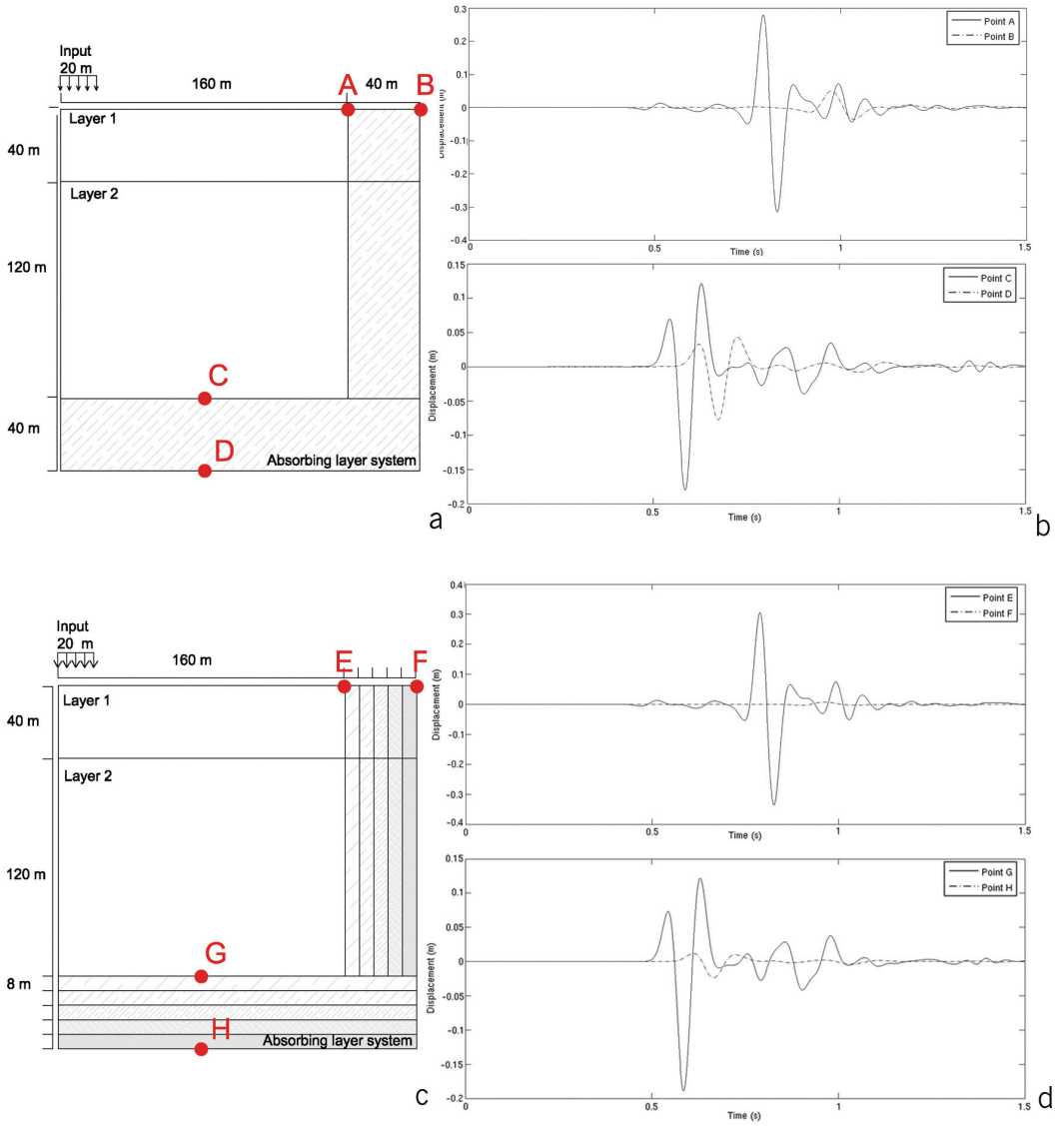


Fig. 3 – Efficiency analysis of the absorbing layer system in heterogeneous model: a) numerical model constructed for the numerical modeling considering HOL; b) results, in terms of displacement, from the numerical modeling made using homogenous HOL; c) numerical model constructed for the numerical modeling considering HEL; d) results, in terms of displacement, from the numerical modeling made using HEL.

results demonstrate that for the heterogeneous model the HEL solution provide results better than the HOL one. In particular, considering the HOL solution, the results show that in its lateral part the peak of the vertical component of the displacement (PGDv) induced by the seismic input in the most external part of the absorbing layer system (Point B in Fig. 3a) is equal to the 18.0% (Fig. 3b) of PGDv recorded in the inner part of the model (Point A in Fig. 3a). The PGDv in the most external part of the bottom portion of the absorbing system (Point D in Fig. 3a) is equal to 35.2% (Fig. 3b) of the peak recorded in the inner part of the model (Point E in Fig. 3a). These results lead to a preliminary finding: the absorbing layer system is more efficient in the later part of the model than in the bottom part. Analyzing the results obtained considering the HEL solution, it can be seen that the PGDv in F in the Fig. 3c (most external part of the heterogonous

absorbing layer system) is equal to the 2.3% (Fig. 3d) of the PGDv recorded in the inner part of the model (Point E in Fig. 3c). The PGDv in the most external part of the bottom portion of the absorbing system (Point H in Fig. 3c) is equal to 9.9% (Fig. 3d) of the peak recorded in the inner part of the model (Point G in Fig. 3c). Similar results were obtained analyzing the reduction of the Arias Intensity associated to the vertical component of the acceleration within the absorbing layer. In fact, in the case of HOL (Fig. 3a) the Arias Intensity in the point B is the 0.6% than in the point A and in the point E is the 9.0% than in the point D. For the HEL solution (Fig. 3c), the Arias Intensity in the point F is equal to the 0.005% of the value in the point E and in the point H equal to the 0.6% respect to the value in the point G. These preliminary results encourage further studies in order to better design the absorbing layers at the boundaries of the model to improve their efficiency, above all in study models where an important heterogeneity of the soils involved in the propagation is present both vertically and laterally

Conclusions. Based on a high-resolution geological model reconstructed for the Fosso di Vallerano valley, a calibration of the subsoil seismo-stratigraphic was performed by considering the seismometric records of the aftershocks of the L'Aquila seismic sequence collected during the Summer 2009.

The calibration analysis pointed out the relevant role on the local seismic response of the 1D sub-layering of the subsoil deposits. This evidence was confirmed by a 1D modelling performed on 56 soil columns that discretized a geological cross section obtained along the Fosso di Vallerano valley in correspondence to the "Europarco Business Park".

To carry on a proper 2D numerical modelling of the valley, including the lateral heterogeneity of the alluvial deposits as well as the Site-City Interaction, a preliminary numerical experiment was performed aiming at calibrating the typology and the thickness of the absorbing layers system to reduce the presence of spurious waves reflected at the model artificial boundaries. The results obtained so far, demonstrate that the best solution consist on a heterogeneous absorbing layer (HEL) system, i.e. constituted of 5 sub-layers characterized by a damping linearly varying from $Q_{min}^{-1} \approx 0.2$ to $Q_{min}^{-1} \approx 2$.

References

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*. University of Southern California, Department of Civil Engineering, user's manual.

Bonilla, F., Gelis, C., Giacomi, A.C., Lenti L., Martino S., and. Semblat J.F; 2010: *Multidisciplinary study of seismic amplification in the historical center of Rome, Italy*, Proc. 25 5th Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earthq. Engin. and Soil Dynamics, May 24-29 2010, San Diego, California.

Borcherdt R.D.; 1994: *Estimantes of site-dependent response spectra for design (methodology and justification)*. Earthq. Spectra, **10**, pp. 617-653.

Bouden-Romdhane N., Kham, M., Semblat, J.F. and Mechler P.; 2003: *1D and 2D response analysis vs experimental data from Tunis city*. Beşinci Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, 26-30 Mayıs 2003, Proc. 5th National Conference on Earthquake Engineering, 26-30 May 2003, Istanbul, Turkey, Paper No: AE-051.

Bozzano, F., A. Andreucci, M. Gaeta, and Salucci R.; 2000: *A geological model of the buried Tiber River valley beneath the historical centre of Rome*. Bull. Eng. Geol. Env., **59**, pp. 1 –21.

Bozzano F., Caserta A., Govoni A., Marra F. and Martino S.; 2008: *Static and dynamic characterization of alluvial deposits in the Tiber River Valley: New data for assessing potential ground motion in the City of Rome*. In Journal of Geophysical Research, **113**, B01303.

Caserta A., Martino S., Bozzano F., Govoni A. and Marra F.; 2012: *Dynamic properties of low velocity alluvial deposits influencing seismically-induced shear strains: the Grottaperfetta valley test-site (Rome, Italy)*. In Bull Earthquake Eng, **10**, pp. 1133-1162.

Giacomi A.; 2013: *Studio degli effetti deformativi indotti da terremoti e ruolo delle eterogeneità*. PhD Thesis in Earth Sciences, XXV cycle, University of Rome "Sapienza".

Karner, D. B., and Marra F.; 1998: *Correlation of fluviodeltaic aggradational sections with glacial climate history: a revision of the classical Pleistocene stratigraphy of Rome*, Geol. Soc. Am. Bull., **110**, pp. 748-758.

Kham, M., Semblat J.F., Bard P.Y. and Dangla P.; 2006: *Seismic site-city interaction: main governing phenomena through simplified numerical models*. Bull. Seismol. Soc. Am., **96**, no. 5, pp. 1934–1951.

Lanzo G. and Silvestri F.; 1999: *Risposta Sismica Locale. Teoria ed esperienze*. Hevelius Edizioni. Marzo 1999.

Lermo J.F., Francisco S. and Chavez-Garcia J.; 1993. *Site effect evaluation using spectral ratios with only one station*. Bull. Seismol. Soc. Am., **83**, pp. 1574-1594.

Marra F., Florindo F., and Boschi E.; 2008: *History of glacial terminations from the Tiber River, Rome: Insights into glacial forcing mechanisms*. In Paleoceanography, **23**.

Milli S., Moscatelli M., Palombo M.R., Parlagreco L. and Paciucci M.; 2008. *Incised valleys, their filling and mammal fossil record – A case study from Middle-Upper Pleistocene deposits of the Roman Basin (Latium, Italy)* (in Amorosi A., Haq B.U. &Sabato L., eds: Advances in Application of Sequence Stratigraphy in Italy). GeoActa (Special Publication), **1**, pp. 67-87.

Nakamura, Y.; 1989. *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface*. Quaterly Rept. RTRI, Jpn., **30**, pp. 25-33.

Panza, G.F., Alvarez, L., Aoudia, A., Ayadi, A., Benhallou, H., Benouar, D., Bus, Z., Chen, Y., Cioflan, C, Ding, Z., El-Sayed, A., Garcia, J., Garofalo, B., Gorshkov, A., Gribovszki, K., Harbi, A., Hatzidimitriou, P., Herak, M., Kouteva, M., Kuzntzov, I., Lokmer, I., Maouche, S., Marmureanu, G., Matova, M., Natale, M., Nunziata, C., Parvez, I., Pasckaleva, I., Pico, R., Radulian, M., Romanelli, F., Soloviev, A., Suhadolc, P., Szeidovitz, G., Triantafyllidis, P., and F. Vaccari; 2004: *Realistic modeling of seismic input for megacities and large urban areas*, J. Tech. Environ. Geol., **1**, pp. 6-42.

Rovelli, A., Caserta, A., Malagnini L. and Marra F.; 1994: *Assessment of potential strong motions in the city of Rome*, Annali di Geofisica, **37**, pp. 1745–1769.

Rovelli, A., Malagnini, L., Caserta, A. and Marra F.; 1995: *Using 1-D and 2-D modeling of ground motion for seismic zonation criteria: results for the city of Rome*, Annali di Geofisica, **38**, no. 5-6, pp. 591-605

Semblat J.F, Kham M. and Bard P.Y,; 2008: *Seismic-Wave Propagation in Alluvial Basins and Influence of Site-City Interaction*. Bull. Seismol. Soc. Am., **98**, no. 6, pp. 2665-2678

Semblat J.F., Lenti L. and Gandomzadeh A.; 2011: *A simple multi-directional absorbing layer method to simulate elastic wave propagation in unbounded domains*. Int. J. Numer. Meth. Eng., **85**, pp. 1543-1563

Semblat, J.F. and Pecker A.; 2009: *Waves and vibrations in soils: Earthquake, traffic, shocks, construction works*. IUSS Press, ISBN: 8861980309.

Sottili G., Palladino D.M., Marra F., Jicha B., Karner D.B. and Renne P.; 2010: *Geochronology of the most recent activity in the Sabatini volcanica district, Roman Province, central Italy.* Journal of Volcanology abd Geothermal Research **196**, no.1-2, pp. 20-30.

Ventriglia U.; 2002: *Geologia del territorio del Comune di Roma* a cura dell'amministazione Provinciale di Roma.

sessione 2.3

Strumenti ed azioni per la riduzione del rischio sismico

Convenor: M. Dolce e L. Martelli

LA "CARTA DEGLI ELEMENTI" DELLA CONDIZIONE LIMITE PER L'EMERGENZA (CLE): UNA METODOLOGIA SPEDITIVA DI REDAZIONE PER LA REGIONE LOMBARDIA

B.Badiani, C.Confortini, D.Trioni
DICATAM, Università degli Studi di Brescia

L'analisi della condizione limite per l'emergenza: alcune considerazioni preliminari. La gestione dell'emergenza post-sisma è un sistema complesso di operazioni che richiede, per essere svolta in modo adeguato, la verifica dell'efficienza di una serie di elementi del sistema urbano, indicati nel Piano di emergenza comunale (o intercomunale), efficienza che dipende, non solo dal loro grado di vulnerabilità, ma anche dal contesto morfologico ed urbanistico nel quale sono inseriti.

L'analisi della condizione limite per l'emergenza (CLE) è uno strumento operativo che, con l'analisi della microzonazione sismica (MS), è stato introdotto a livello nazionale per la messa in sicurezza degli insediamenti umani a seguito degli eventi sismici del 2009 in Abruzzo[1]. Ha come obiettivo l'individuazione del funzionamento dell'attuale sistema di gestione dell'emergenza, in modo da individuarne la "distanza" rispetto al livello da raggiungere indicato nel Piano di emergenza[2].

Secondo gli indirizzi e gli obiettivi ministeriali entrambi tali strumenti debbono essere recepiti - si auspica nel più breve tempo possibile – a livello regionale ed integrati con gli strumenti di pianificazione di livello locale.

Allo stato attuale, dopo quattro anni dai primi finanziamenti per la microzonazione sismica e dopo due da quelli per la costruzione delle analisi della CLE, è possibile tracciare una prima verifica dell'applicazione a livello locale di tali strumenti.

Per quanto riguarda la microzonazione sismica, per l'annualità 2010 l'adesione è stata totale, 432 comuni[3] che nell'annualità 2011 sono saliti a 501[4]. Di questi comuni, 396 avevano avviato anche un'analisi della CLE[5]. Considerando anche l'ultima annualità finanziata, i comuni sono saliti a 444, ai quali vanno aggiunti circa una ventina che hanno avviato le analisi grazie ad altri finanziamenti[6]. Al Dipartimento della protezione civile, a maggio 2014, sono pervenute solo 75 analisi di CLE, di cui 34 validate[7].

Anche se i dati riportati sono solo indicativi emerge che, ad oggi, meno dell'8% dei comuni ha completato la procedura. Inoltre, non si hanno dati rispetto alla valutazione del sistema di gestione dell'emergenza locale rispetto alle analisi della CLE validate ed alla programmazione degli eventuali interventi di adeguamento. Non si conoscono, infine, né le modalità, né l'avanzamento del processo di integrazione con la pianificazione in corso nelle diverse amministrazioni.

1 Con l'OPCM 4007/2012, lo Stato ha regolamentato la seconda di sette annualità di finanziamenti previsti dal Piano nazionale di prevenzione del rischio sismico, ed ha introdotto l'analisi della condizione limite per l'emergenza (CLE) quale strumento per la verifica dei sistemi di gestione dell'emergenza post-sisma, previsti nei Piani di emergenza locali, da condurre in concomitanza con gli studi per la microzonazione sismica (MS), finanziati con la prima annualità, regolamentata con l'OPCM 3907/2010.

2 F.Bramerini, "Una strategia di prevenzione del rischio sismico per gli insediamenti", in AA. VV., *Strategie di mitigazione del rischio sismico e pianificazione*, Dossier Urbanistica n. 130, maggio 2013, p.5-7.

3 M. Dolce, "Politiche di prevenzione del rischio sismico a scala nazionale", in AA. VV., *Strategie di mitigazione del rischio sismico e pianificazione*, Dossier Urbanistica n. 130, maggio 2013, p. 3.

4 Castenetto (DPC - Ufficio Rischio sismico e vulcanico), "Art.11: stato di attuazione degli studi di MS e introduzione alle giornate di lavoro", presentato nel "Workshop sulla microzonazione sismica", Roma, 22-23 maggio 2013.

5 *Ibidem*.

6 Si tratta di 16 comuni dell'Emilia Romagna che hanno ricevuto un finanziamento specifico dopo l'evento sismico del 2012 (Ordinanza n.71 del 13 novembre 2012) e 4 comuni della regione Umbria che hanno utilizzato fondi strutturali.

7 F. Bramerini, Dipartimento della protezione civile.

Da queste considerazioni e con l'obiettivo di facilitare la diffusione dell'analisi della CLE, nel presente lavoro viene verificata la possibilità di utilizzare un sistema GIS (Geographical Information System) e la cartografia topografica vettoriale in dotazione alle amministrazioni comunali per costruire in modo speditivo la Carta degli elementi della CLE e realizzare una base sulla quale impostare le indagini sugli elementi individuati come richiesto dal Dipartimento della protezione civile. Conducendo una simulazione su un caso studio, il comune di Brescia (Regione Lombardia), s'intende individuare in che modo sarebbe opportuno integrare la cartografia topografica attualmente adottata, e con quali contenuti, per facilitarne l'uso nella costruzione di una analisi della CLE.

La metodologia per l'analisi della CLE secondo le prescrizioni del Dipartimento della Protezione Civile del Ministero. Il Dipartimento della Protezione Civile ha previsto la predisposizione di una procedura da seguire per l'analisi della CLE, secondo quanto indicato nell'OPCM 4007/2012, allo scopo di ottenere risultati quanto più possibile omogenei a livello nazionale, sia per quanto riguarda le indagini che la restituzione dei risultati[8].

Il processo di analisi si articola in tre fasi:

1. la raccolta, attraverso una schedatura, di una serie di informazioni su manufatti (edifici e infrastrutture strategiche per la gestione dell'emergenza) con indagini dirette ed indirette;
2. l'impiego di SoftCLE, il software predisposto dal Dipartimento della protezione civile per l'informatizzazione delle informazioni raccolte nelle schedature e la loro organizzazione in un database (esportabile in formato ACCESS);
3. la costruzione della Carta degli elementi della CLE, redatta secondo standard grafici codificati.

Schematicamente, le categorie di elementi da valutare per garantire una corretta e funzionale gestione dell'emergenza, sono:

- edifici strategici;
- aree di emergenza;
- infrastrutture di accessibilità e connessione;
- unità strutturali interferenti;
- aggregati strutturali interferenti.

La principale fonte dalla quale desumere gli elementi essenziali per l'analisi della CLE è il Piano di emergenza comunale o intercomunale.

Per l'individuazione delle unità strutturali interferenti e degli aggregati strutturali interferenti, invece, è necessaria una verifica in sito con la quale valutare la condizione che definisce "l'interferenza" con le infrastrutture di connessione ed accessibilità, che mette in relazione l'altezza dell'edificio, la sua posizione rispetto all'infrastruttura e le caratteristiche dimensionali di quest'ultima.

Solo dopo aver individuato tali elementi, si passa alla campagna di approfondimenti con la raccolta dati, la compilazione delle schede e l'implementazione sul software SoftCLE appositamente predisposto. Infine, con la redazione della Carta degli elementi per l'analisi della CLE si costruisce la sintesi dello stato attuale del sistema di gestione dell'emergenza di livello locale rispetto alla quale verificare le prestazioni del sistema indicato nel Piano di emergenza.

L'uso della cartografia digitale e del GIS per l'analisi della CLE: un caso applicativo per il Comune di Brescia. Un modo per facilitare l'individuazione degli elementi essenziali per l'analisi della CLE può essere quello di sfruttare le potenzialità dei GIS e la cartografia topografica di base in formato vettoriale che già molte amministrazioni locali dispongono. Si può

8 Art.18, comma 4, OPCM 4007/2012. La Commissione tecnica per la microzonazione sismica ha predisposto i seguenti documenti: "Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE). Standard di rappresentazione e archiviazione informatica", versione 1.0. Roma 2012 e successivi aggiornamenti e "Analisi della condizione limite per l'emergenza (CLE) dell'insediamento urbano. Istruzioni per la compilazione delle schede" versione 1.0 e 2.0".

operare con programmi che gestiscono la cartografia digitale ed i database associati (ArcGIS, MapInfo, ecc.) per individuare gli elementi della CLE, non attraverso una mappatura manuale condotta elemento per elemento a partire dal Piano di emergenza (che rimane comunque il riferimento ufficiale rispetto al quale desumere le informazioni) ed i Piani urbanistici, ma con l'interrogazione dei database associati alla cartografia topografica di base.

Una verifica della possibilità di procedere in questo modo, in particolare per l'individuazione degli edifici strategici, delle aree di emergenza e delle unità interferenti, è stata fatta per il Comune di Brescia che è dotato di una cartografia digitale di base redatta nel 2006[9], secondo le specifiche tecniche che sono state stabilite a livello regionale in conformità a quelle definite dall'intesa Stato-Regioni-Enti locali sul sistema cartografico da adottare.[10]

L'idea è quella di individuare in che modo sarebbe opportuno integrare la cartografia topografica di base, e con quali contenuti, per facilitarne l'uso nella costruzione di una analisi della CLE.

Si è operato sui database attraverso:

1. una semplice verifica della definizione delle classi di elementi cartografati;
2. una o più interrogazioni del database associato alle sole classi di interesse per isolare gli elementi da includere nell'analisi sulla base di attributi specifici;
3. una elaborazione dei dati contenuti in uno o più database associati a differenti classi, attraverso funzioni logiche e matematiche, per isolare elementi con le caratteristiche tali da rispettare i criteri dimensionali e/o funzionali richiesti nell'analisi della CLE.

Edifici strategici. Per quanto riguarda gli edifici strategici è possibile estrarre i principali a partire dalle informazioni che appartengono al database che caratterizza l'"edificato". In particolare, sono stati utilizzati i dati che riguardano la categoria d'uso, la tipologia edilizia e lo stato di utilizzo.

L'informazione relativa alla categoria d'uso consente di estrarre, oltre agli edifici residenziali, anche: i servizi amministrativi, tra cui il municipio; i servizi pubblici, tra cui la sede dell'ASL, gli ospedali, le caserme ed in particolare quelle dei carabinieri, della polizia e dei Vigili del Fuoco. Non è invece possibile individuare la sede della Prefettura.

Aree di emergenza. Vengono individuate le aree di ammassamento e le aree di ricovero attraverso l'individuazione dei seguenti elementi:

1. dalla classe "edificio", l'attributo della categoria d'uso include, tra i servizi pubblici, le scuole e, tra le sedi di attività sportive, le palestre e, tra le altre attività ricreative, le strutture legate alle aree per campeggio; mentre l'attributo della tipologia edilizia include il palazzetto dello sport;
2. dalla classe "unità insediative", che appartiene al tema relativo alle "pertinenze", l'attributo della tipologia include, tra le strutture ricreativo/sportive, anche le aree per campeggio;
3. dalla classe delle "aree a circolazione veicolare", l'attributo della tipologia include le aree a traffico non strutturato adibite a parcheggio per le quali è definita la finitura del fondo (pavimentata/non pavimentata). Non sono presenti altre informazioni utili a valutarne l'efficienza, come l'accessibilità, o le caratteristiche morfologiche, ma si può ricavare la dimensione attraverso la funzione di calcolo dell'area.

Anche se non strettamente richiesto nell'analisi della CLE, con i contenuti del database della cartografia del comune di Brescia è possibile condurre una verifica, assolutamente preliminare,

9 La cartografica del Comune di Brescia è stata realizzata dalla R.A.T.I, società incaricata per il rilevo (2006). La cartografia, consegnata nel 2007, è stata eseguita seguendo le prescrizioni stabilite dalla regione Lombardia, come previsto nella legge regionale 12/2005.

10 IntesaGIS, sottoscritta da Stato e Regioni il 26 settembre 1996. In particolare si è fatto riferimento al documento redatto da regione Lombardia, sezione Territorio e Urbanistica "Specifiche di contenuto e schema fisico di consegna del Data base topografico", versione 4.0, 1 marzo 2009. Essa prevede una articolazione dei contenuti in tre livelli gerarchici: stato, tema e classe.

della presenza e della localizzazione di luoghi che potrebbero avere le caratteristiche adatte a costituire aree di attesa, anch'esse da prevedere nei Piani di emergenza comunali o intercomunali, ovvero i punti di raccolta sicuri dove le persone possono radunarsi appena terminata la scossa sismica per riceve informazioni dagli organi preposti.

Dal database della cartografia del Comune di Brescia è possibile estrarre tre classi di elementi areali, da considerare come "aree aperte", che possono essere prese in considerazione come aree di attesa: le "aree verdi" che appartengono allo strato "vegetazione" ed al tema "verde urbano"; le "aree a circolazione veicolare" e le "aree a circolazione pedonale" che appartengono allo strato "viabilità, mobilità e trasporti" ed al tema "strade".

La loro individuazione avviene operando una verifica degli elementi cartografati rispetto:

1. alle dimensioni minime, per escludere le aree di dimensioni troppo limitate che sarebbero inadeguate;
2. alla tipologia, per escludere quelle non adatte alla funzione di raccolta delle persone (ad esempio vanno escluse le tipologie "siepi e filari" o "alberi").

È inoltre possibile procedere ad una verifica dell'adeguatezza, considerando il parametro di 1 mq di area per l'attesa per abitante, valutando la quantità di mq complessivi di aree libere presenti in ciascun quartiere rispetto alla popolazione residente, ricavata dal dato della densità di popolazione media per quartiere[11].

Unità strutturali interferenti. Le unità strutturali interferenti sono quegli elementi della classe "edificio" che si trovano lungo un'infrastruttura di connessione o di accesso e soddisfano la condizione di interferenza: l'edificio deve avere un "*fronte la cui altezza (H), misurata all'imposta della copertura, sia maggiore della distanza (D) tra l'edificio e il limite opposto della strada, o il punto più prossimo del perimetro dell'area di attesa*"[12], ovvero H>D.

L'estrazione degli edifici che soddisfano questa condizione dalla cartografia del Comune di Brescia viene condotta per tutto il tessuto costruito e non solo per gli edifici propriamente interferenti.

Per come è strutturata la cartografia, si è reso necessario un lavoro preparatorio con il quale attribuire a ciascun edificio (rappresentato da un oggetto grafico contenuto nella classe "edificio"), oltre al dato quantitativo dell'altezza (H) misurata in gronda (già incluso nel database associato alla classe "unità volumetrica"), anche il dato della distanza (D) rispetto alla quale deve essere verificata la condizione H>D.

Dal momento che il dato della larghezza della strada non è incluso nel database topografico della regione Lombardia, si è fatto ricorso alle informazioni presenti nel Catasto strade del comune di Brescia[13] e si è proceduto all'attribuzione del valore della larghezza della strada antistante a ciascun edificio contenuto nella classe "edificio"[14].

Al dato della larghezza della strada, che comprende la sede stradale e gli spazi accessori - ed è quindi esterna al perimetro del confine di proprietà -, deve essere sommata, se è necessario, la distanza dell'edificio da tale confine, che è un'informazione non presente in alcun database a disposizione e dovrebbe essere quindi appositamente rilevata in sito.

11 Sono stati utilizzati i dati relativi alla popolazione residente al 31 dicembre 2012. Fonte: Ufficio di diffusione dell'informazione statistica del comune di Brescia.

12 Presidenza del consiglio dei ministri - Dipartimento della protezione civile, "Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano. Istruzioni per la compilazione delle schede" versione 2.0, Roma, 2013.

13 Il Catasto strade del Comune di Brescia è un documento redatto per scopi manutentivi, fondato su un sistema GIS. Le informazioni utilizzate per la sperimentazione sono aggiornate all'anno 2013.

14 Il lavoro è consistito nella preparazione di uno *shapefile* che contenesse tutti gli oggetti grafici della classe "edifici" ai quali sono stati associati, oltre ai dati già presenti, quelli relativi all'altezza misurata in gronda, alla dimensione in pianta, alla larghezza della strada antistante ciascun edificio, desunta dagli attributi degli elementi lineari di cui si compone il catasto strade, operando attraverso il comando *join* sulla base di condizioni geometriche di adiacenza e/o inclusione.

Può essere però ricavata, almeno approssimativamente, utilizzando il GIS con una procedura di tipo grafico. La procedura consiste nell'associare a ciascun edificio un valore dell'arretramento pari alla distanza tra il confine di proprietà ed un perimetro ideale che lo contiene (costruito attraverso un comando di *offset*). La scelta della distanza di *offset* è definita a priori sulla base della conoscenza del tessuto edilizio esistente[15].

Le potenzialità del GIS per l'individuazione delle aree di attesa e delle unità strutturali interferenti. Applicazione ad un comparto urbano nel Comune di Brescia. L'applicazione della procedura per l'estrazione delle unità strutturali interferenti tramite GIS è stata applicata ad una porzione del territorio del Comune di Brescia e si è verificata, in particolare, l'accuratezza rispetto al risultato ottenuto con un rilievo in sito delle dimensioni H e D. Il contesto a cui è stata applicata la procedura è localizzato a nord del centro storico, ed è racchiuso tra via Crocifissa di Rosa e via San Rocchino, in posizione adiacente al Monte Maddalena[16]. Negli studi per la MS, l'area è stata definita "ad elevata pericolosità simica locale"[17].

Il tessuto edilizio che caratterizza la zona è stato costruito prevalentemente tra gli anni 1950 e gli anni 1970, caratterizzato da un'edilizia residenziale con tipologia a palazzina multipiano (fino ad un massimo di 10 piani) con piano terra commerciale nella parte più a nord e a villa singola con giardino nella zona a sud-est che affaccia sulle colline. Vi sono anche una scuola primaria di primo grado con la palestra, una chiesa con oratorio e due campetti sportivi, una sede dell'ASL, un distaccamento di ambulatori dell'Ospedale civile e la sede dell'archivio di Stato di Brescia. Complessivamente sono presenti 176 edifici.

Gli edifici strategici, individuati dal Piano di Protezione Civile comunale, situati nelle immediate vicinanze sono l'Istituto Clinico "Città di Brescia" e la struttura ospedaliera degli Spedali Civili, entrambe poste a nord dell'area. Mentre le infrastrutture di connessione per questa porzione di tessuto edificato sono state desunte da uno studio di caso condotto per il Comune di Brescia[18] e coincidono con via Pusterla, Via San Rocchino, Via Crocifissa di Rosa e via Monte Mario.

La procedura di estrazione delle unità interferenti utilizzando il database topografico è stata condotta considerando tutto il tessuto edificato incluso nel comparto analizzato – non limitandosi ai soli edifici che si affacciano sulle infrastrutture di connessione – e ipotizzando due condizioni di emergenza post-sisma: l'interruzione totale dell'infrastruttura di connessione (H>D) e l'interruzione parziale (H>D/2).

Dal rilievo in sito dei parametri di altezza e di distanza tra l'edificio ed il lato opposto della strada (situazione A) si è ottenuto un numero di unità interferenti, rispettivamente pari a 98, ovvero il 56% del totale, nel caso di interruzione totale, e di 133 edifici, ovvero il 76%, nel caso di interruzione parziale.

L'applicazione della procedura utilizzando il GIS e la cartografia topografica di base (situazione B) ha permesso di individuare un numero di unità interferenti pari a 102, ovvero il 58%, nel caso di interruzione totale, e pari a 145, ovvero all'82%, nel caso di interruzione parziale.

I risultati sono schematizzati in Tab. 1 ed in Figg. 1 e 2.

Si osserva che l'accuratezza nell'individuazione degli edifici interferenti attraverso l'uso del GIS, rispetto alla misurazione in sito, dipende essenzialmente da due fattori: dal valore dell'arretramento dalla strada attribuito all'edificio, valutato per classi di distanze, e dalla

15 In particolare, si sono scelte per la zona in studio delle distanza che riescano a intercettare anche situazioni eccezionali: sono state utilizzate le distanze di 2 m, 5 m e 10 m.

16 Altura che appartiene al sistema delle Prealpi bresciane e che si estende nella parte nord-orientale del territorio comunale. Raggiunge gli 874 m.s.l.m: costituisce un elemento che amplifica la risposta sismica del terreno.

17 Studi di microzonazione sismica compiuti nel 2007 dalla Dott.ssa Geol. Carola Di Alessandro e dall'Ing. Sergio Trapenscovino. Fonte Comune di Brescia, Assessorato alla Protezione civile, 2007.

18 Donati F., "Emergency limit condition analysis of the urban settlement and vulnerability assessment", tesi di laurea, relatore Prof. Tira, Università degli Studi di Brescia, A.A. 2012/2013.

Tab. 1 - Confronto tra il numero di unità interferenti valutando le dimensioni con un rilievo in sito (situazione A) e con l'utilizzo del GIS (situazione B).

Condizione	Numero di unità interferenti	
	Situazione A	*Situazione B*
	Rilievo in sito dei parametri H e D	Valutazione tramite GIS
Interruzione totale H>D	98	102
Interruzione parziale H> D/2	133	145

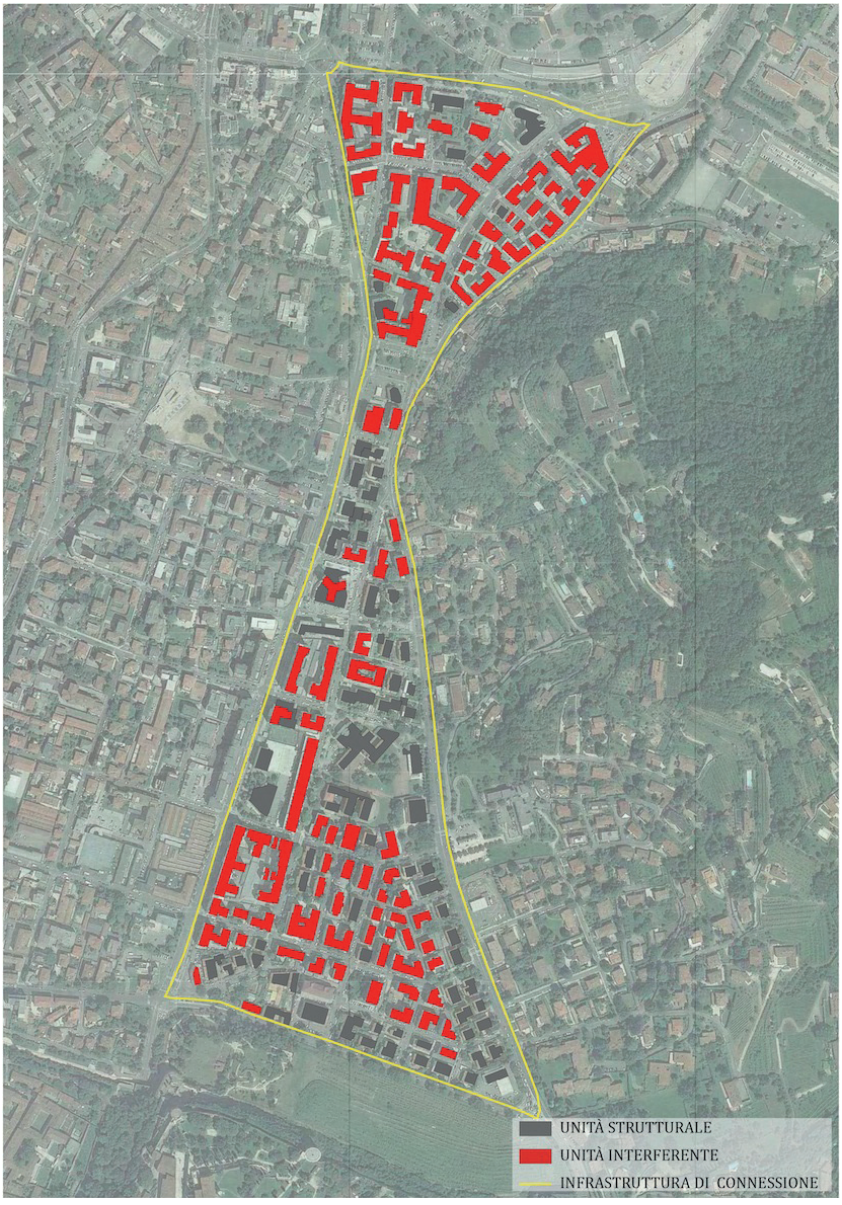


Fig. 1 – Rappresentazione cartografica delle unità interferenti nel caso di interruzione totale dell'infrastruttura nella situazione A.

posizione dell'edificio nel lotto che include anche gli edifici molto alti, ma interni al lotto, e quindi non direttamente prospicenti alcuna infrastruttura di connessione.

Considerazioni conclusive. Il lavoro svolto ha mostrato in che misura sia possibile utilizzare i dati a disposizione oggi dell'amministrazione di Brescia, in particolare la cartografia topografica di base in formato vettoriale con aggiornamento al 2006 ed il catasto strade con aggiornamento al 2013, per individuare alcuni degli elementi necessari per la costruzione di una analisi della CLE e di restituirli attraverso l'uso di un software GIS (MapInfo, ArcGIS, ecc.) in mappe tematiche.

L'implementazione sul GIS, realizzata a partire dall'utilizzo della cartografia topografica in dotazione alle amministrazioni comunali, ha i seguenti vantaggi:

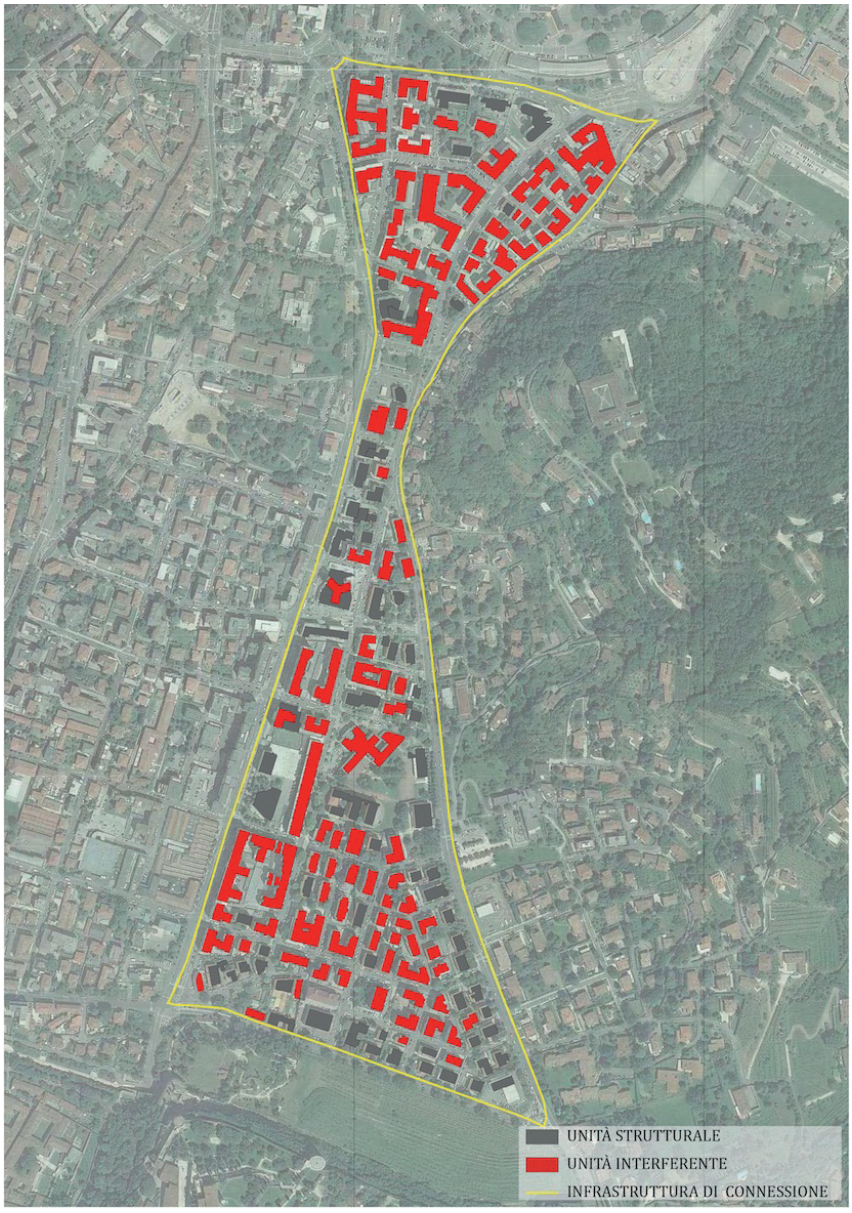


Fig. 2 – Rappresentazione cartografica delle unità interferenti nel caso di interruzione totale dell'infrastruttura nella nella situazione B.

1. favorisce una maggiore diffusione dell'analisi della CLE, aiutando le amministrazioni locali alla sua costruzione con l'uso di strumenti e fonti di riferimento già in loro possesso;
2. limita e rende più efficaci le operazioni di approfondimento dal momento che contiene già una serie di informazioni che sono richieste nella compilazione delle schede da informatizzare tramite SoftCLE;
3. facilita l'individuazione di eventuali altri elementi utili al sistema della gestione dell'emergenza da includere nel Piano di emergenza (ad esempio le "aree di attesa");
4. facilita l'integrazione con la pianificazione locale, come è richiesto dall'OPCM 4007/2012;
5. favorisce la collaborazione tra enti coinvolti sia nella gestione dell'emergenza post-sisma, sia nella pianificazione, che nella gestione della cartografia[19];
6. può costituire una base per l'organizzazione di una serie di informazioni e di approfondimenti relative agli elementi strategici della CLE (ad esempio parametri che consentono valutazioni sulla vulnerabilità strutturale degli edifici o delle infrastrutture) che aiutano a definire l'efficienza del sistema di gestione dell'emergenza ed a programmare gli eventuali interventi per il suo miglioramento.

L'applicazione al caso studio del Comune di Brescia ha messo in evidenza, oltre a considerazioni di carattere generale rispetto alla necessità di una diffusione delle competenze tecniche necessarie alla gestione dei GIS all'interno delle amministrazioni e alla necessità di disporre di fonti informative sempre aggiornate e complete (Piani di emergenza efficienti ed aggiornati), anche alcune difficoltà che suggeriscono specifiche riflessioni circa la possibilità di percorrere oggi questo metodo in modo efficace con gli strumenti attualmente a disposizione.

In particolare, è emerso come:

1. l'articolazione delle classi in cui è organizzata la cartografia consente di individuare solo una parte degli edifici strategici. Manca, ad esempio, la possibilità di individuare la sede della Prefettura;
2. alla classe "edificio" sarebbe utile associare anche le informazioni dimensionali degli oggetti grafici che attualmente appartengono ad una classe diversa, denominata "unità volumetriche", in modo da gestire tutte le informazioni utili all'analisi della CLE in un unico database;
3. alla classe "edificio" sarebbe interessante poter associale anche altri tipi di informazioni dimensionali, come la dimensione del lotto nel quale è inserito l'edificio;
4. l'individuazione delle aree a parcheggio, attraverso l'attributo che definisce la tipologia degli elementi della classe "aree di circolazione veicolare", può essere resa più efficace se fossero incluse anche informazioni sulla dimensione, sull'accessibilità, sulla morfologia (acclività), ed una maggiore dettaglio nella definizione delle tipologie di fondo, che consentirebbe di qualificarla e di valutarne l'efficienza;
5. la definizione della classe "aree verdi" include nella tipologia elementi che non sono elementi areali. Sarebbe utile separarli istituendo una classe apposita per altri elementi verdi nei quali inserire "siepi e filari", "alberi", ecc.;
6. l'individuazione di aree libere selezionandole dalla classe "aree a circolazione pedonale" dovrebbe essere resa più efficiente includendo informazioni relative alle dimensioni;
7. il tema relativo alle strade, ed in particolare la classe "area stradale" prevede una definizione geometrica che non è utilizzabile per individuare la dimensione della larghezza di ciascun tratto. Sarebbe utile inserire anche questa informazione, oltre al tipo di fondo, alla pendenza, ed allo stato di manutenzione.

19 Le amministrazioni locali, come previsto dalla Legge regionale della Lombardia n.12/2005, sono tenute al costante aggiornamento dei contenuti della cartografia di base e a fornire gli elaborati dei piani urbanistici e dei progetti di interesse locale, relativi al loro territorio, inserendoli in tali basi secondo precisi standard di rappresentazione.

Bibliografia

A.A.V.V.; 2013: *Strategie di mitigazione del rischio sismico e pianificazione - CLE: Condizione Limite per l'Emergenz*a, Urbanistica Dossier n. 130, INU edizioni.

A.A.V.V.; 2013: *La microzonazione sismica. Esperienze, risultati e applicazioni dal 2008 al 2013*, Atti del Convegno, Roma, 22-23 maggio 2013.

Assessorato alla Protezione Civile, Comune di Brescia; 2007: *Piano Comunale di Protezione Civile*.

Bernabino F., Corongiu M., et alii; 2003: *Specifiche per la realizzazione dei Data Base Topografici di interesse generale. Specifiche di contenuto: gli Strati, i Temi, le Classi*, versione 1 maggio 2003.

Bramerini F., Conte C., et alii; 2013: *Strategie di mitigazione del rischio sismico finanziate a livello nazionale: la sperimentazione nell'ambito faentino*. In *Microzonazione sismica, uno strumento consolidato per la riduzione del rischio sismico - L'esperienza della regione Emilia Romagna*. Atti del convegno, Bologna, 19 aprile 2013.

Cafiso S., Condorelli A., Mussumeci G.,; 2006: *Valutazione del rischio sismico di infrastrutture viarie urbane: analisi funzionale della rete in condizioni di emergenza*. In XXV Convegno Nazionale Stradale AIPCR, atti del convegno di Napoli, 4 - 7 ottobre 2006.

Confortini C.; 2008: *Lo spazio pubblico urbano per la gestione della sicurezza dai rischi naturali*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Luoghi e tempi della città e del territorio XXI ciclo, Università degli Studi di Brescia.

Commissione tecnica per la microzonazione sismica; 2012: *Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza. Standard di rappresentazione e archiviazione informatica*. Versione 1.0, Roma.

D'Ambrosio S.; 2004: *La valutazione della vulnerabilità sismica degli edifici in c.a. attraverso modelli teorici e sperimentazione al vero*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Di Salvo G., Giuffrè M., et alii; 2012: *L'urbanistica che cambia - Rischi e Valori - Prevenzione e ricostruzione per la riduzione del rischio sismico*. In XV Conferenza Nazionale SIU, Atti, Pescara, 10-11 maggio 2012.

Donati F.; 2013: *Emergency limit condition analysis of the urban settlement and vulnerability assessment*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Brescia.

Fera G.; 1991: *La città antisismica,* Gangemi Editore, Roma.

Pizzo B., Di Salvo G. et alii; 2011: *Rischio sismico e pianificazione: dall'emergenza all'ordinario. La ridondanza come risposta urbana all'incertezza*, INU, Biennale dello spazio pubblico, Atti.

Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento della Protezione Civile; 2013: *Istruzione per la compilazione delle schede - Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano*. Versione 2.0, Roma.

Rostum J.,November V. et alii; 2009: *Proactive crisis management of urban infrastructure*, COST European Science Foundation, SINTEF, Byggforsk.

Simonini A.; 2013: *Pianificazione e gestione dell'emergenza post sismica*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Brescia.

Regione Lombardia; 2009: *Specifiche di contenuto e schema fisico di consegna del Data Base topografico*. Versione 4.0.

Tira M., Confortini C., Bonotti R.; 2012: *Ripianificazione territoriale all'Aquila e Struttura Territoriale Minima*. In PLANUM vol. 2.

Trioni D.; 2014: *Condizione limite per l'emergenza dell'insediamento urbano e vulnerabilità degli edifici: una proposta di analisi speditiva su GIS*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Brescia.

STRUCTURAL RESPONSE OF MASONRY BUILDINGS IN THE HISTORIC CENTER OF GENOA, ITALY

S. Barani[1,2], R. De Ferrari[1,2], S. Cattari[3], C. Eva[2], S. Lagomarsino[3] and A. Pieracci[4]
[1] *Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita, Università di Genova, Italy*
[2] *GEAmb S.r.l., spin-off dell'Università di Genova, Italy*
[3] *Dipartimento di Ingegneria Civile, Chimica e Ambientale, Università of Genova, Italy*
[4] *Autorità Portuale di Genova, Italy*

Foreword and scope of work. In recent years, the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) technique applied to noise recordings [also known as Nakamura's technique (Nakamura, 1989)] has been widely applied in the engineering seismology as it represents an economical and efficient alternative to traditional strong ground motion analyses based on standard spectral ratios (SSR) from earthquake recordings (Borcherdt, 1970) and numerical simulations. Although its primary application is related to the analysis of the resonance frequency of soils (e.g., Lermo and Chavez-Garcia, 1993, 1994; Lachet and Bard, 1994; Mucciarelli, 1998; Bard, 1999; Bindi *et al.*, 2000; Mucciarelli and Gallipoli, 2001; Parolai *et al.*, 2001, 2004, 2010; Gallipoli *et al.*, 2004a; Gosar, 2007; De Ferrari *et al.*, 2010), this technique is nowadays widely applied to characterize

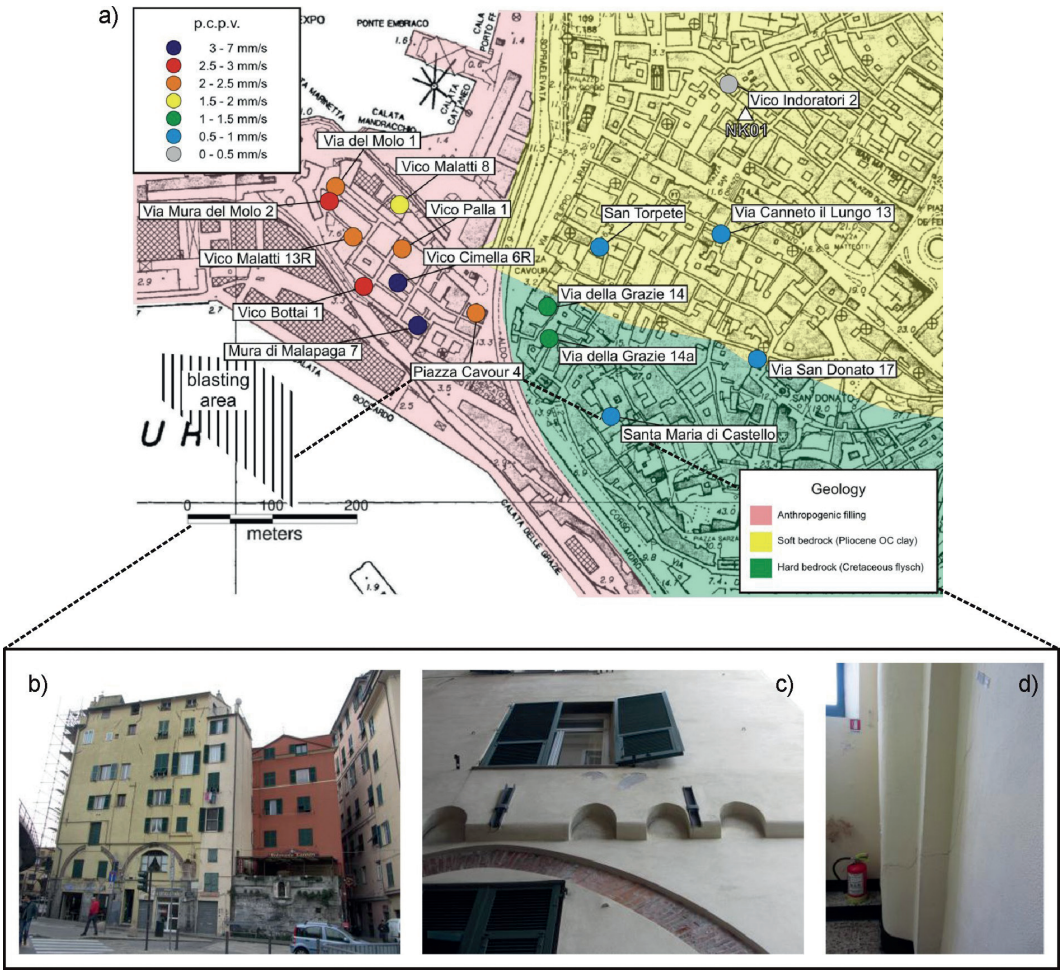


Fig. 1 – a) Simplified geological map and maximum p.c.p.v. (peak component particle velocity) values recorded on the top floor of each building along the horizontal component; the white triangle (NK01) indicates a "free field" noise measurement; b) view of building B3 (with the yellow façade); c) tie rods track of a modern intervention; d) crack.

the structural response of buildings (e.g., Nakamura *et al.*, 1999; Gallipoli *et al.*, 2004b, 2009; Parolai *et al.*, 2005; Fäcke *et al.*, 2006; Hans *et al.*, 2005; Luo *et al.*, 2008; Massa *et al.*, 2010).

In this study, we apply spectral ratio techniques to study the structural response of some civil and historical buildings in the historic center of the city of Genoa (north-western Italy) that, during the second half of 2012, were subjected to intense vibrations induced by the blasting excavation of the sea bed in the Genoa harbor. The study focuses on three masonry structures (Fig. 1a): Vico Indoratori 2 (B1), Santa Maria di Castello (B2), and Piazza Cavour 4 (B3). B1 and B3 are civil buildings (B1 has been known since the half of the XIII century as it was the birthplace of St. Catherine of Genoa) while B2 is the monastery complex of Santa Maria di Castello, which was built around the IX and X century. Due to limited space available, the study will present results for site B3 (Fig. 1b-1d) only.

The vibration modes of the buildings under study are determined through H/V spectral ratios computed either on microtremors and blast recordings. For site B3, where a reference station was installed on the ground level, SSRs are also computed. For this building, we also analyze the response to the incoming October 3, 2012 Piacenza earthquake (M_l = 4.5), which occurred at approximately 80 km from Genoa. The recordings of the Piacenza earthquake are also used to study filtering effects by comparing the experimental floor spectra with analytical ones.

Structural response of B3, Piazza Cavour 4. This is a seven-story building inserted in a more complex aggregate (Fig. 1b). Systematic tie rods (Fig. 1c) are present at both lower and upper levels; the thickness of perimeter walls varies from about 0.5 to 0.9 m (passing from the ground floor to the top level). The building is located a few meters from the main road.

Two seismic stations (Lennartz LE-3D/5s equipped with Lennartz MARSlite) were installed inside the building, one at level ground and one on the third floor. Thus, it was possible to calculate both H/V spectral ratios and SSRs.

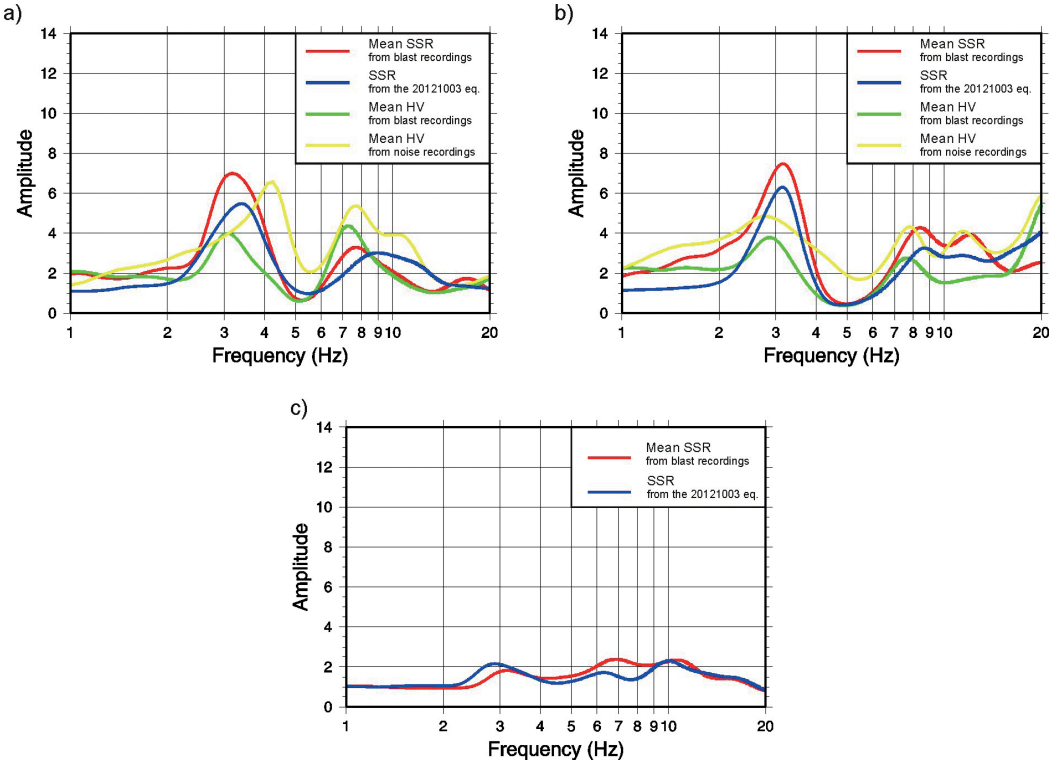


Fig. 2 – Comparison of H/V and standard spectral ratios along X (a) and Y (b) directions. SSRs relative to the vertical component are also displayed (c).

Fig. 2 compares the SSRs obtained for the two horizontal components separately (the SSR relative to the vertical component is also shown) with H/V spectral ratios calculated from the recordings at the third floor. The SSR based on the recordings of the Piacenza earthquake is also shown for comparison. The structure shows a fundamental frequency at around 3 Hz. Note that this peak appears shifted towards 4 Hz in the H/V curve determined from the radial component (X) of noise recordings. This is indicative of differential noise polarization. Besides the 3 Hz peak, two further peaks can be identified at frequencies of about 7.5 Hz and 11 Hz (this latter peak is more evident from ambient noise measurements). SSRs allow us to exclude that these peaks are generated by the resonance of the ground. As known, SSRs have the advantage of deleting the influence of the soil cover, which could mask some eigenfrequencies of vibration of the building. Although the cause of these peaks remains uncertain, the former could be related to the second mode of vibration of the structure while the latter could be indicative of the response of the building to traffic noise (Beijing Jiaotong University, 2007; Luo *et al.*, 2008).

Analysis of filtering effects for the seismic assessment. Because of the seismic vulnerability of masonry structures, the seismic assessment and the protection of historical centers is a very important and complex topic. The seismic behavior of this kind of structures is influenced by numerous factors deriving from their articulated configurations, which are often the result of different spontaneous transformations stratified during their life time. Hence, they are often prone to the activation of out-of-plane mechanisms, which may cause structural failures for the loss of equilibrium of local portions. Since local mechanisms generally involve masonry portions placed in the upper part of a building, an important issue is that related to the adoption of proper spectra taking into account the filtering effect provided by the structure (namely *floor spectra*). Starting from the analytical floor spectra originally proposed by Suarez and Singh (1987), some approximate formulations have been derived and proposed by Curti (2007) and Lagomarsino (2014). Also in MIT (2009) some analytical expressions are proposed. In such context, the measurements and experimental data discussed in the previous sections are particularly useful to validate such analytical formulations and to calibrate the filtering effect provided by the examined structures. To this end, by way of example, the recordings of the October 3, 2012 Piacenza earthquake are processed in order to compute the corresponding acceleration response spectra at the base and third level of building B3 (Fig. 3). It is possible to observe two main amplifications in the floor spectrum in correspondence of the fundamental period ($T_1 \approx 0.33$ s) and the second mode ($T_2 \approx 0.13$ s) of the structure, being these values in agreement also with those discussed in the previous section.

In order to verify the reliability of the aforementioned expressions proposed in the literature, the floor spectrum obtained from the experimental results has been compared with the analytical

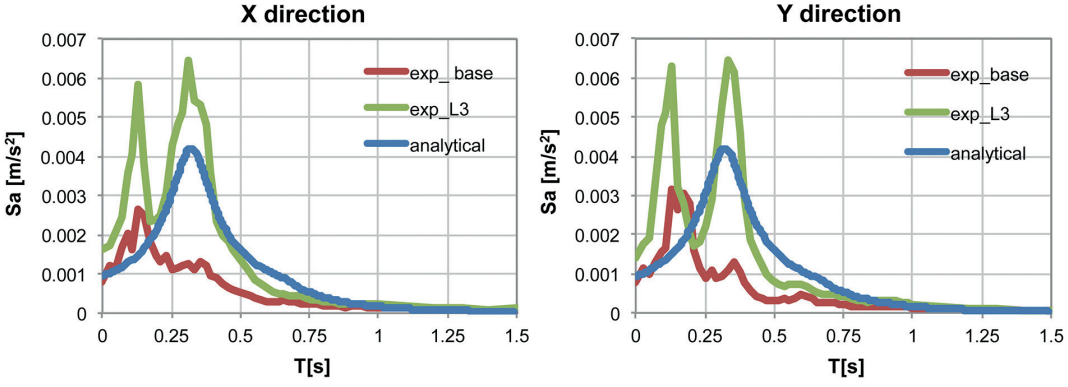


Fig. 3 – Comparison between the analytical floor spectra and the acceleration response spectra relative to the October 3, 2012 Piacenza earthquake.

formulation recently proposed by Lagomarsino (2014):

$$S_a(T=0) = \gamma_k |\psi_k(z)| S_a(T_k) \quad (1)$$

$$S_a(T=T_k) = \frac{\gamma_k |\psi_k(z) \eta(\zeta) \eta(\zeta_b)| S_a(T_k)}{\sqrt{0.05}} \quad (2)$$

where T_k, ψ_k and γ_k are the period, modal shape and coefficient of participation of mode k, respectively; η is a damping correction factor [e.g., assumed as proposed in Eurocode 8 (CEN, 2005)]; ζ_b is the damping of the building and ζ that of the mechanism. The coefficient of participation may be estimated by the approximate formula $3N/(2N+1)$, being N the number of stories.

By assuming ψ_k equal to 0.7 and a damping correction factor equal to 1 (since the response is analyzed in elastic phase), expressions (1) and (2) provide values of $S_a(0)$ and $S_a(T_1)$ equal respectively to 0.0009 and 0.00418 m/s^2. The complete acceleration spectrum, which accounts for the contribution of the first mode only, is plotted in Fig. 3. This assumption justifies the lower value of amplification estimated by the analytical floor spectrum with respect to the experimental ones.

Conclusions. In this study spectral ratio techniques have been applied to study the response of three buildings in the historic town of Genoa using noise and blast recordings. Results for one building are presented in this study [the results for the remaining structures can be found in the article by Barani *et al*. (2014)].

Rather than remarking what described above, we want here to make general considerations deriving from this experiment:

1. H/V spectral ratios from noise recordings are consistent with those calculated using blast signals, thus indicating that the eigenfrequency of vibration of a structure is insensitive (or almost insensitive) to source signal (i.e., input excitation).
2. Although ambient noise H/V measurements represent an economical and flexible alternative to SSRs, because of the less equipment involved and because no earthquake recordings are needed, they could lead to misleading results in the sense that it may not be possible to distinguish the eigenfrequencies of the building from the resonance frequencies of foundation soil (unless they are known from free field measurements). Therefore, the application of the SSR technique may be preferable in densely urbanized environments where free field H/V measurements may be affected by the presence of buildings.
3. The amplitude of the peaks obtained from H/V spectral ratios differ from those determined by using a reference station. As a consequence, H/V curves can not be assumed as representative of the absolute amplification level.
4. H/V spectral ratios and SSRs may be very useful to support the seismic assessment of buildings, in order to calibrate both numerical models and the seismic demand to be adopted in the evaluation of local mechanisms that involve the upper parts of the structures.

References

Barani S., De Ferrari R., Eva C., Lagomarsino S., Cattari S. and Pieracci A.; 2014: *Structural response of Historical and residential buildings during dredging activities in the genoa harbour*. Proceedings of the 2nd European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Istanbul, 25-29 August, Paper No. 459.

Bard P.Y.; 1999: *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?* In: Irikura, Kudo, Okada and Sasatani, (eds), Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on seismic motion, Yokohama, December 1-3, 1998, Balkema 1999, **3**, 1251-1279.

Beijing Jiaotong University; 2007: *Report on cultural relic protection along the subway line*.

Bindi D., Parolai S., Spallarossa D. and Cattaneo M.; 2000: *Site effects by H/V ratio: comparison of two different procedures*. Journal of Earthquake Engineering, **4**, 97-113.

Borcherdt R.D.; 1970: *Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay*. Bulletin of the Seismological Society of America, **60**, 29-61.

CEN; 2005: *Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance - Part 3: Assessment and retrofitting of buildings*. EN1998-3:2005. ComitéEuropéen de Normalisation, Brussels.

Curti E.; 2007: *Seismic vulnerability of bell towers: mechanical and macroseismic models*. Ph.D. Thesis, University of Genoa, Italy (in Italian).

De Ferrari R., Ferretti G., Barani S. and Spallarossa D.; 2010: *Investigating on the 1920 Garfagnana earthquake (Mw = 6.5): evidences of site effects in Villa Collemandina (Tuscany, Italy)*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, **30**, 1417-1429.

Fäcke A., Parolai S., Richwalski S.M. and Stempniewski L.; 2006: *Assessing the vibrational frequencies of the Cathedral of Cologne (Germany) by means of ambient seismic noise analysis*. Natural Hazards, **38**, 229-236.

Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Castro R.R., Monachesi G. and Contri P.; 2004b: *Structure, soil-structure response and effects of damage based on observations of horizontal-to-vertical spectral ratios of microtremors*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, **24**, 487-495.

Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Tropeano M., Gallicchio S. and Lizza C.; 2004a: *HVSR measurements in the area damaged by the 2002 Molise, Italy earthquake*. Earthquake Spectra, **20**, 81-94.

Gallipoli M.R., Mucciarelli M. and Vona V.; 2009: *Empirical estimate of fundamental frequencies and damping for Italian buildings*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, **38**, 973-988.

Gosar A.; 2007: *Microtremor HVSR study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to the 1998 Mw5.6 and 2004 Mw5.2 earthquakes*. Engineering Geology, **91**, 178-193.

Hans S., Boutin C., Ibraim E. and Roussillon P.; 2005: *In situ experiments and seismic analysis of existing buildings. Part I: experimental investigations*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, **34**, 1513-1529.

Lachet C. and Bard P.Y.; 1994: *Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique*. Journals of Physics of the Earth, **42**, 377-397.

Lagomarsino S.; 2014: *Seismic assessment of rocking masonry structures*. Bulletin of Earthquake Engineering, doi:10.1007/s10518-014-9609-x.

Lermo J. and Chavez-Garcia F.J.; 1993: *Site effect evaluation using spectral ratios with only one station*. Bulletin of the Seismological Society of America, **83**, 1574-1594.

Lermo J. and Chavez-Garcia F.J.; 1994: *Are microtremors useful in site response evaluation?* Bulletin of the Seismological Society of America, **84**, 1350-1364.

Luo G., Liu L., Qi C., Chen Q. and Chen Y.; 2008: *Structural response analysis of a reinforced concrete building with the excitation of microtremors and passing subway trains*. Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, 12-17 October.

Massa M., Marzorati S., Ladina C. and Lovati S.; 2010: *Urban seismic stations: soil–structure interaction assessment by spectral ratio analyses*. Bulletin of Earthquake Engineering, **8**, 723-738.

MIT – Ministry of Infrastructures and Transportation; 2009: Circ. C.S.Ll.Pp. No. 617 of 2/2/2009. Istruzioni per l'applicazione delle nuove norme tecniche per le costruzioni di cui al Decreto Ministeriale 14 Gennaio 2008. G.U. S.O. n.27 of 26/2/2009, No. 47 (in Italian).

Mucciarelli M.; 1998: *Reliability and applicability range of the Nakamura's technique*. Journal of Earthquake Engineering, **2**, 625-638.

Mucciarelli M. and Gallipoli M.R.; 2001: *A critical review of 10 years of Nakamura technique*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **42**, 255-256.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface*. Quarterly Rep. RTRI Jpn., **30**, 25-33.

Nakamura Y., Gurler E.D. and Saita J.; 1999: *Dynamic characteristics of leaning Tower of Pisa using microtremor-preliminary results*. Proceedings of the 25th JSCE Earthquake Engineering Symposium, **2**, 921-924.

Parolai S., Bormann P. and Milkereit C.; 2001: *Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the Cologne area (Germany) using noise measurements*. Journal of Earth. Eng., **5**, 541-564.

Parolai S., Fäcke A., Richwalski S.M.and Stempniewski L.; 2005: *Assessing the vibrational frequencies of the Holweide Hospital in the city of Cologne (Germany) by means of ambient noise analysis and FE-modelling*. Natural Hazard, **34**, 217-230.

Parolai S., Orunbaev S., Bindi D., Strollo A., Usupaev S., Picozzi M., Di Giacomo D., Augliera P., D'Alema E., Milkereit C., Moldobekov B. and Zschau J.; 2010: *Site Effects Assessment in Bishkek (Kyrgyzstan) Using Earthquake and Noise Recording Data*. Bulletin of the Seismological Society of America, **100**, 3068-3082.

Parolai S., Richwalski S.M., Milkereit C. and Bormann P.; 2004: *Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany)*. Tectonophysics, **390**, 57-73.

Suarez L.E. and Singh M.P.; 1987: *Floor Response Spectra with Structure-Equipment Interaction Effects by a Mode Synthesis Approach*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, **15**, 141-158.

STRUCTURAL MONITORING AND SEISMIC ANALYSIS OF A BASE-ISOLATED BRIDGE IN DOGNA

C. Bedon[1], A. Morassi[2]
[1] *Department of Engineering and Architecture, University of Trieste, Italy*
[2] *Department of Civil Engineering and Architecture, University of Udine, Italy*

Introduction. In recent years base isolation has become an increasingly applied structural design technique to protect bridges and buildings from severe earthquakes. Main goal of base isolation is to produce a substantial decoupling of the superstructure from the substructure resting on the shaking ground, minimizing the internal state of stress during an earthquake by increasing the period of the structure and by acting as energy dissipation device (Naiem and Kelly, 1999). This structural solution also has the benefit of giving better distribution of the seismic forces between the various elevation supports. In the specific field of bridges, base isolation techniques were initially confined to long structures, but in several countries – due to more severe seismic codes – base isolation has been recently applied also to small and medium-size bridges. In this paper, results of an experimental/analytical study focused on the dynamic behavior of a 75m long, reinforced concrete (RC), post-tensioned, based isolated bridge are discussed.

The bridge was built in the Municipality of Dogna (Friuli Venezia Giulia), in an area with high seismic activity. The structure replaces an existing bridge – positioned a hundred of meters upstream – that highlighted marked hydraulic inadequacy during an exceptional flood (August 2003). Within the works carried out to restore the Fella river hydraulic regime, the new bridge reduced occupation of the river bed (e.g. single pier support). The mountain environment, moreover, suggested the use of a slender and low-impact structural solution, although with appropriate seismic resistance, hence preferring the base isolation technique (Alessandrini *et al*., 2009) to traditional supports (e.g. fixed or unidirectional bearings). In May 2007 the bridge underwent an extensive series of static truck-load and harmonic forced vibration tests with low levels of excitation. One of the purposes of the investigation was to verify the reliability of finite element (FE) models to describe the measured dynamic behavior of Dogna bridge. Dynamic data (namely, natural frequencies, mode shapes, and damping factors) can in fact provide meaningful results, if used to improve the FE model of a bridge, enabling for example to properly estimate mechanical properties of materials and boundary conditions. Another important purpose of the present research was to define a baseline model of the bridge for future diagnostic investigation, being this issue is of great importance for the company who manages the local highway network. A long-term plan of maintenance of the bridge, in this sense, could not neglect possible changes of performances of the bearing devices (Bonessio *et al*., 2012). Even though their response variations have been the goal of research at material and device level, procedures for monitoring the device functionality in service should be in fact properly developed. The periodic removal of isolators from bridge for a laboratory test campaign, for example, would not appear as a feasible approach, due to high economical impact. A more reliable solution, otherwise, could be represented by periodical testing of the bridge with devices in service, to localize and quantify global response changes generated by local degradation of structural components, as well as by isolation devices. Most of the diagnostic methods for damage detection in bridges are in fact based on comparison between the structural responses of the actual - possibly damaged - state and the reference (undamaged) configuration of the bridge. It follows that, to give a proper interpretation of the damage-induced changes on its dynamic characteristics, it is crucial to have at disposal an accurate knowledge of the undamaged configuration of the bridge, and this was another important goal of the present study. In this paper, experimental and analytical investigations are recalled and summarized from a recent extended research study (Bedon and Morassi, 2014). Harmonically forced tests performed on Dogna bridge are used for extraction of its dynamic properties, via experimental modal analysis (EMA) techniques. An accurate 3D

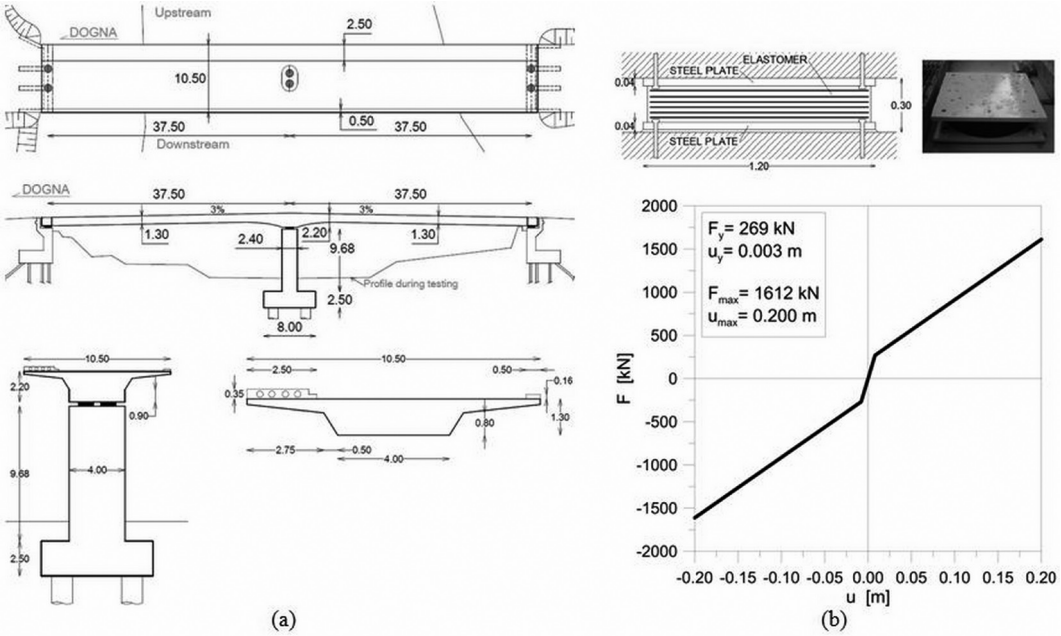


Fig. 1 – Dogna bridge: a) plan, elevation and transversal cross-sections (on the pier and at the centre of a single span); b) seismic isolators: cross-section, overview and nominal characteristic behavior.

FE-model is developed and FE model updating is carried out to reduce discrepancies between analytical and experimental dynamic estimations. The seismic behavior of the bridge is then predicted using suitable ground motion records and an optimized, computationally efficient, 2D FE-model that could represent the baseline model for future monitoring and condition assessment programs on Dogna bridge.

The Dogna Bridge. Dogna Bridge is a two span, two-lane post-tensioned reinforced concrete (RC) bridge.

Construction of the bridge, designed in accordance with NTC2008, was completed in Spring 2007. Main features and nominal dimensions are shown in Fig. 1a. Each span is 37.5 m long and a single RC pier (2.4 m thick, 4.0 m deep and 10 m high) is present at mid-span. Pier was built on cast-in-place concrete, 18 m long piles (diameter 1.2 m). The lateral abutments, consisting of vertical RC walls, are supported on 22 m long cast-in-place concrete micro-piles (diameter 0.3 m). At mid-span, the deck is continuous and simply supported – both on the abutments and on the pier – by two multi-directional elastomeric bearings (Fig. 1b). The bearings are seismic isolators (type SI-N-1200/112, FIP Industriale) with 1200 mm diameter, made up of layers of steel laminates and hot-vulcanized rubber. For large shear strain, their compound is characterized by nominal dynamic shear modulus G_{din} = 0.8 MPa and equivalent viscous damping coefficient ξ= 10-15%. The bridge cross section is uniform along the longitudinal direction, except near the pier. The typical cross-section consists of a 5.0 m × 1.3 m central rectangle, which contains the prestressing tendons, and two lateral portions with thickness varying from 0.5 m to 0.2 m. Near the pier, the thickness of the deck cross-section gradually increases from 1.3 m to 2.2 m (Fig. 1a).

Dynamic testing. In May 2007 the bridge underwent an extensive series of harmonic forced vibration tests with low levels of excitation for determining the frequency response function (FRF). Steady-state harmonic vibrations were induced by means of the stepped-sine technique. A unidirectional mechanical actuator with out-of-balance rotating masses furnished a sinusoidal load acting along a given direction and with amplitude proportional to the square rotating

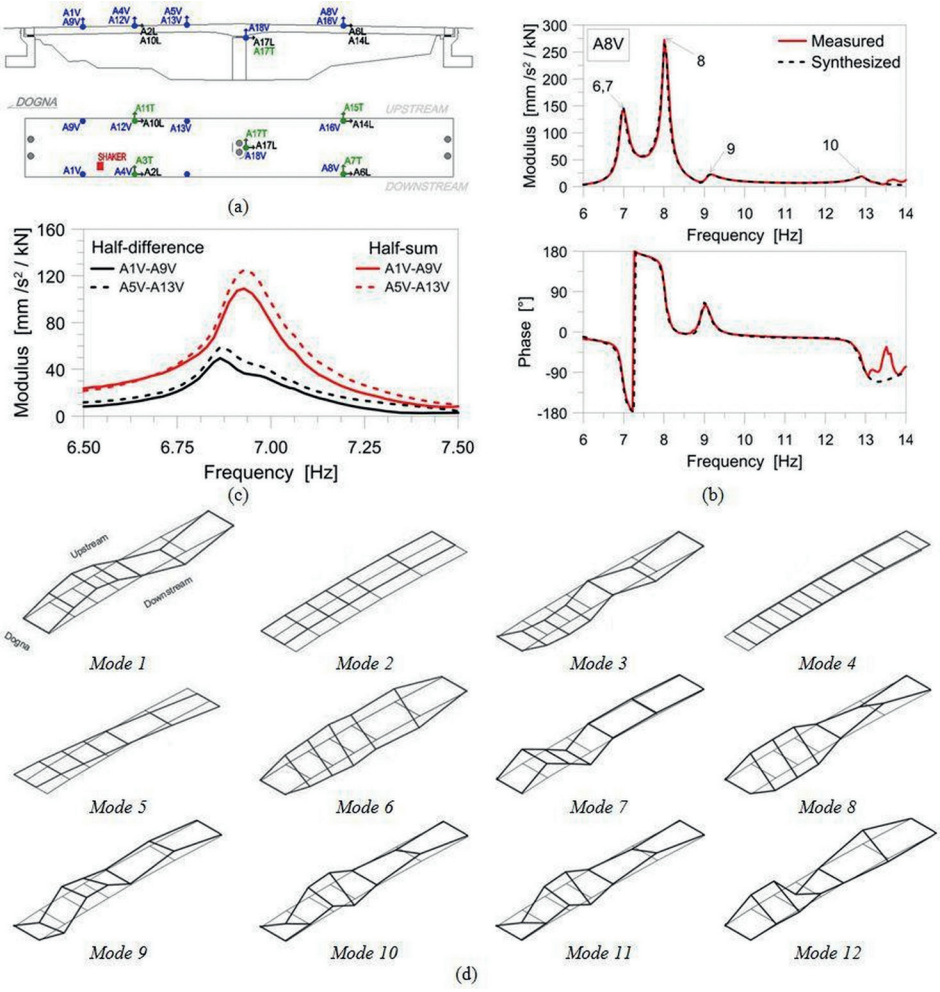


Fig. 2 – Dynamic experiments: a) instrumental layout; b) example of comparison between measured and synthesized point inertance; c) identification of EMA Modes 6 and 7; d) 3D view of experimental modal shapes.

frequency. The mechanical exciter, capable of generating forces with maximum amplitude up to 20 kN, was mounted on the bridge deck at one third of the span on Dogna side, close to the downstream sidewalk (Fig. 2a). The acceleration response of the bridge was measured by seismic accelerometers (ICP Series 393B12) with sensitivity equal to 10 V/g. During the tests, the rotating frequency of the actuator was gradually increased in the ranges 1-6 Hz and 6-15 Hz. A data acquisition unit was used for data acquisition, control of the force actuator and automated signal processing. Structural response was simultaneously measured by 18 sensors (16 placed on the bridge deck and 2 on the top section). 8 accelerometers with vertical axis were mounted on both the sides of the deck, e.g. at the quarters of the right span (side Dogna), and at mid-span of both the spans. Longitudinal and transverse motions were monitored at the mid-span cross-section of both spans (Fig. 2a). Based on the experimental layout proposed in Fig. 2a, the response of the structure was separately measured under excitation parallel to the vertical (V), longitudinal (L) and transverse (T) direction. Tests were carried out in absence of the deck asphalt layer. FRF measurements were carried out with a frequency increment of 0.05 Hz. A smaller step (0.02 Hz) was used in the bands 1.8-3.4 Hz and 6.5-8.5 Hz, to improve the identification of vibration modes under vertical excitation.

Interpretation of dynamic test results. Careful analysis of experimental FRF curves suggested the use of responses to excitation along the transverse (T), longitudinal (L) or vertical (V) directions for the reconstruction of the dynamic properties and vibrating modes with prevailing amplitudes along the T, L or V-directions respectively. The experimental FRF curves resulted almost regular in the low frequency range (1-6 Hz). Some difficulties have been encountered in the analysis of FRFs at high frequencies (12-15 Hz), due to the presence of more pronounced irregularities and low amplitude measurements. Fig. 2b shows a comparison between some measured and synthesized point inheritance functions of the bridge.

Vibration modes generally resulted in resonance frequencies well separated, with the exception of the pairs of modes (2, 3) and (6, 7). Modes 2 and 3 were easily identified, since their modal shape corresponds to vibrations with prevailing amplitudes in the horizontal plane and along the vertical direction, respectively. A different situation was encountered for Modes 6-7, since both of them are primarily vertical modes. In this case, it is found convenient to analyze the FRFs obtained as the half-difference and the half-sum of the FRFs measured in points belonging to the same cross-section of the deck. In general terms, the half-sum allows in fact to remove torsional contributions in the measured deformations, thus to take into account the bending vibrations only. Conversely, the FRF obtained as half-difference emphasizes the torsional component of the modal deformation (Fig. 2c). This method allowed to reconstruct separately Modes 6 and 7, under the assumption that amplitudes of oscillation of the points belonging to the transverse cross-section of the deck are equal (in absolute value). Tab. 1 summarizes the results of the Experimental Modal Analysis (EMA). Natural frequencies are the average values obtained from the analysis of FRF curves. As shown, deviations from the average values can be considered negligible for modes at low frequency, while differences generally increase with the mode order. The estimation of the damping ratios is equally good, although differences are important for some higher order modes. Based on damping ratios collected in Tab. 1, it can be observed that bending and torsional modes of the deck generally have lower damping terms ($\approx$ 0.7-1.8%), compared to typically high damping values of almost-rigid body motions ($\approx$ 2.9-4.3%), in which the energy dissipation arising from the elastomeric bearings can be appreciated.

Tab. 1 - Experimental Modal Analysis results. Mean value of natural frequency f and damping ratio ξ, with corresponding maximum deviations. B= Bending; T= Torsional; RB= almost rigid-body motions.

r [-]	Description [-]	f [Hz]	ξ [%]
1	1st B	2.022 ± 0.001	0.88 ± 0.03
2	RB Transverse	3.053 ± 0.003	2.88 ± 0.05
3	2nd B	3.180 ± 0.002	0.89 ± 0.05
4	RB Longitudinal	3.605 ± 0.002	4.33 ± 0.07
5	RB Torsional	4.831 ± 0.011	3.93 ± 0.13
6	1st T	6.887 ± 0.046	*Not available*
7	3rd B	6.924 ± 0.015	1.15 ± 0.20
8	2nd T	7.995 ± 0.005	0.88 ± 0.10
9	4th B	9.107 ± 0.020	1.78 ± 0.44
10	Coupled B-T	12.910 ± 0.025	1.66 ± 0.20
11	Coupled B-T	14.228 ± 0.081	0.66 ± 0.12
12	Coupled B-T	14.433 ± 0.100	0.77 ± 0.27

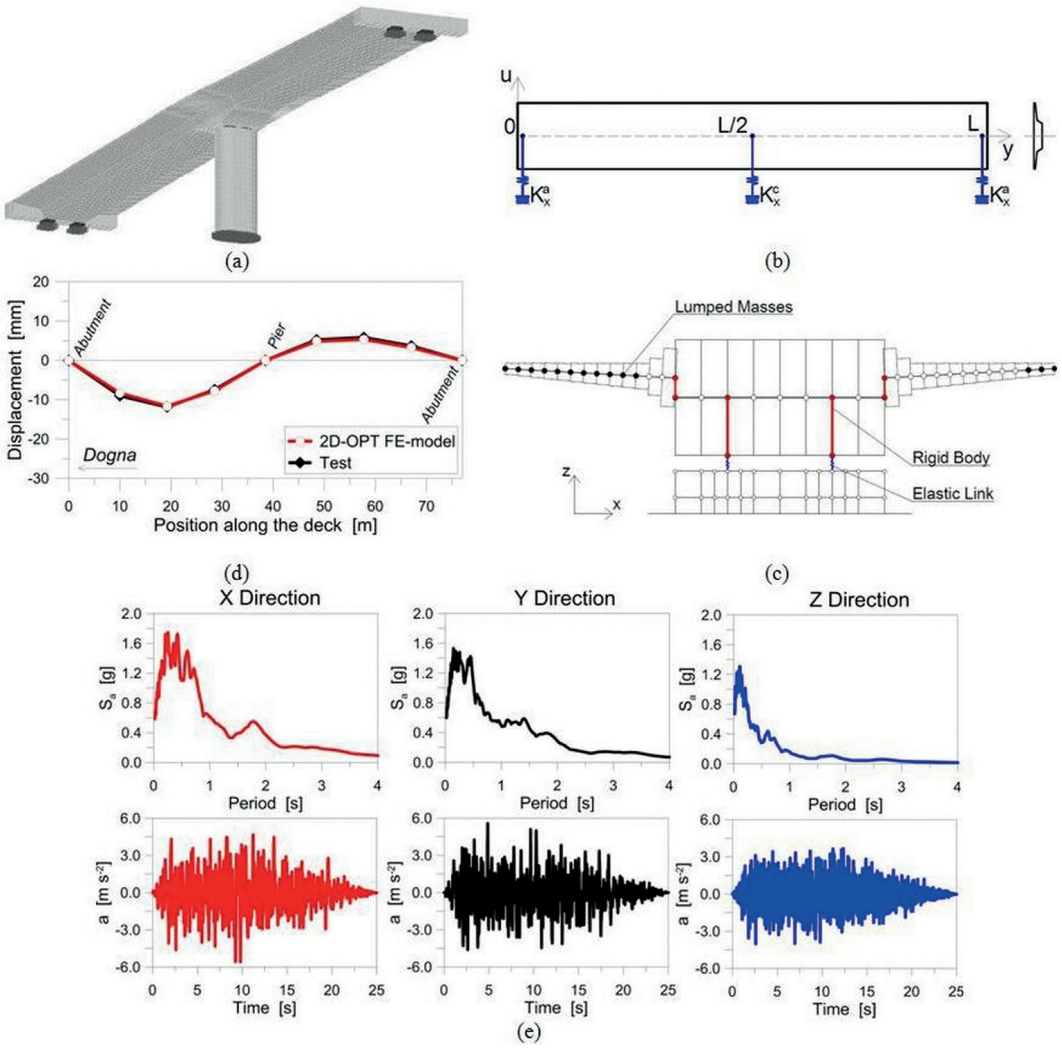


Fig. 3 – Numerical simulations: a) overview of 3D FE-model; b) reference model for the solution of the eigenvalue problem (3D-REF); c) 2D FE-model, cross-section on the pier; d) 2D FE-model, correlation with static truck-load experiments (flexural load scheme; longitudinal cross-section of the deck); e) example of a group of accelerometers.

The presence of the elastomeric supports on abutments and pier typically resulted in decoupling of the dynamic response of the bridge. EMA modes collected in Fig. 1d can be in fact grouped into two classes, namely vibration modes corresponding to (almost) rigid-body deformation of the deck and vibration modes associated with vertical flexural/torsional deformation of the deck. The first class includes EMA Modes 2, 4 and 5, which correspond to a rigid transverse (3.05 Hz), longitudinal (3.61 Hz) and torsional (4.83 Hz) modes, respectively. Concerning the other modes, Mode 1 has a natural frequency of 2.02 Hz and corresponds to the fundamental bending mode of a two-span beam. In it, torsional effects of the deck are almost null and the vertical modal components evaluated on a pair of transversally aligned points differ from each other by about 10%. The two spans show in-phase vibrations in Mode 3 (3.18 Hz), with spatial shape comparable to the second bending mode of a simply supported continuous two-span beam. A loss of symmetry in the longitudinal direction emerged in this mode, with amplitude of vibration at mid-span of Dogna side which is about 20% larger than the corresponding amplitude

measured on the other span. Mode 7 (6.93 Hz), is reminiscent of the third bending mode of a two-span continuous beam, although the limited number of measurement points on the span opposite to Dogna side made difficult the complete description of the modal shape. Mode 6 (6.89 Hz) and Mode 8 (8.00 Hz) are representative of the fundamental and second torsional modes of the bridge deck. A significant coupling between bending and torsional deformation of the deck was finally detected for the higher four EMA Modes 9-12.

FE-model calibration. A 3D FE-model was developed with the SAP2000 computer package, based on the nominal geometrical details of the bridge (Fig. 3a). The typical FE-model was carried out using 3D solid FEs to model the deck and the pier. The inertial/stiffening effects of footways were neglected, while the abutments were considered as non-deformable (e.g. rigid foundations) and the pier was assumed to be rigidly connected to ground, hence neglecting possible soil-structure interaction effects on the dynamic behavior of the bridge. Concrete was described as a linear elastic, isotropic material. Based on experiments performed on 150 mm diameter cylinders casted during construction of deck slab and piers, Young's modulus was set equal to $E_c = 43.2$ GPa, being $\nu_c = 0.15$ and $\varrho_c = 2300$ kg/m^3 the Poisson's ratio and density. Each seismic isolator was also described in the form of 3D solid elements, by taking into account the mechanical properties of an equivalent, orthotropic, linear elastic material able to provide – in the form of well-calibrated Young's and shear moduli E_X, E_Y, E_Z and G_Z, G_Y, G_Z – the desired shear K_X, K_Y and axial K_Z stiffnesses for the devices. Different 3D FE-models partly discussed below (e.g. 3D-NOM, 3D-REF, 3D-OPT) were in fact characterized by the horizontal elastic stiffness of seismic isolators, being the geometrical and mechanical description of the other bridge components identical for all of them.

Preliminary 3D FE-model (3D-NOM). In the first case, preliminary FE-modal simulations were developed by taking into account the nominal shear stiffnesses K_X and K_Y given by the producer of seismic isolators ($K_X = K_Y = 89.7$ MN/m, based on Fig. 1b), with $K_Z = 7631$ MN/m the corresponding nominal stiffness in the vertical direction. Modal analysis results are collected in Tab. 2. As shown, discrepancies up to 28% were found between analytical and experimental predictions, for the first ten vibration modes. Further studies and refined FE-models were consequently taken into account.

Refined 3D FE-model (3D-REF). For the 3D-REF model, a rigorous analytical method was taken into account for a proper calibration of seismic devices. The stiffnesses K_X and K_Y, specifically, were separately estimated based on some experimental frequencies collected in Tab. 1 and simple analytical models able to properly describe the expected behavior of the bridge deck. In the longitudinal (Y) direction, in particular, the deck was rationally assumed to behave as a rigid-body simply supported on the abutments (with $2K_y$ the stiffness provided by two isolators, on each abutment) and the mid-span pier (with K_y^C the stiffness contribution given by two seismic devices working in series with the concrete pier), being:

$$K_y^C = \frac{1}{\frac{1}{2K_y} + \frac{1}{K_y^{pier}}} \quad \text{and} \quad K_y^{pier} = \frac{1}{\frac{H^3}{2E_c I_y} + \frac{H\chi}{G_c A}} \,. \tag{1), (2}$$

In Eq.(2), H is the pier height; A and χ are representative of the area and the shear factor of the pier cross-section; I_y its moment of inertia respect to the bending axis and G_c the shear elastic modulus of concrete. Assuming for the longitudinal mode of the bridge (RB Longitudinal, Tab. 1) a rigid-body motion, the sum $K_{y,TOT}$ of stiffness contributions offered by the abutments and the pier supports should in fact result in:

$$K_{y,TOT} = \left(f_4^{EMA}\right)^2 M_{deck}\,, \tag{3}$$

with M_{deck} the total mass of the deck plate, hence leading, based on Eqs.(1) and (2), to:

$$K_y = \frac{1}{8}\left(\left(3K_y^{pier} - \left(f_4^{EMA}\right)^2 M_{deck}\right) + \left[\left(3K_y^{pier} - \left(f_4^{EMA}\right)^2 M_{deck}\right) + 8\left(f_4^{EMA}\right)^2 M_{deck} K_y^{pier}\right]^{\frac{1}{2}}\right). \quad (4)$$

Concerning the transversal (*X*-direction) stiffness of the same devices, due to transverse deformability of the deck in the horizontal plane suggested by the measured deformed shape of EMA Mode 2 (Fig. 1d), a different analytical approach was taken into account. The bridge deck, specifically, was described in the form of a two-span continuous beam having a uniform cross-section along the total deck length and resting on three elastic supports (Fig. 3b). In this hypothesis, the elastic stiffness of the end supports is in fact reasonably given by two seismic isolators only ($K_x^a = 2K_x$), while the transversal stiffness offered by the mid-span "pier-isolators" support should be calculated by taking into account both the contribution of two isolators and the deformability of the pier along the transverse direction:

$$K_x^C = \frac{1}{\frac{1}{2K_x} + \frac{1}{K_x^{pier}}}. \quad (5)$$

While the pier stiffness contribution K_x^{pier} was calculated in accordance with Eq.(2), the transverse in-plane free vibration response of the deck (with fundamental frequency ω and modal amplitude $u = u(y)$) was estimated by means of a well-defined eigenvalue problem. In doing so, the moment of inertia I of the deck was assumed constant and coincident with the nominal value of its mid-span cross-section (Fig. 1a). Solution of the eigenvalue problem in closed form allowed then to estimate the stiffness parameter K_X as the optimal value able to provide full agreement between the fundamental analytical frequency ω and the corresponding experimental frequency f_2^{EMA} (Tab. 1).

Application of the aforementioned methods to the studied bridge resulted in $K_Y = 172.4$ MN/m and $K_X = 151.2$ MN/m for the longitudinal and transversal directions respectively. An average value $K_X = K_Y = 161.8$ MN/m was then reasonably assumed in the 3D-REF model. The isolator stiffness in the vertical direction, finally, was kept equal to its nominal value ($K_Z = 7631$ MN/m). Compared to the 3D-NOM model, refined calculation of the shear stiffnesses K_X and K_Y resulted in marked improvement of correlation between analytical modal predictions and experimental data (Tab. 2), hence justifying the discussed analytical assumptions and suggesting their possible applications to similar bridges. Maximum discrepancies between analytical and test frequencies generally resulted lower than 7%.

Optimal 3D FE-model (3D-OPT). Further improvement of the 3D-REF model was finally obtained by sensitivity numerical studies performed by means of parametric modal investigations. The shear stiffness $K_X = K_Y$ of each isolator, in this sense, was progressively increased – starting from the aforementioned 3D-REF value – so that discrepancy between EMA frequencies and corresponding 3D-OPT predictions could be minimized. The optimized value $K_X^{OPT} = K_Y^{OPT} = 194.2$ MN/m was identified as the stiffness value able to provide the best correlation between analytical predictions and test measurements. The obtained discrepancies were in fact generally lower than 3% (Tab. 2). In this case, it is interesting to notice that the optimal $K_X = K_Y$ was detected to be ≈ 2.2 times the nominal value suggested by producers (Fig. 1b), hence confirming the importance of a proper calibration of FE-model components for structural investigations or monitoring programs.

The equivalent 2D FE-model of the bridge. Based on accurate model updating of 3D models, a 2D-version of the 3D-OPT model was successively developed in SAP2000, to increase its computational efficiency but preserving its original accuracy (Tab. 2). The deck was described by means of shell elements belonging to two different horizontal planes, located at the barycentre of the central part of the cross section and of the two lateral portions respectively (Fig. 3c). Discrete Kirchhoff, isotropic, four node shell elements, with 6 DOFs at each node were used. The kinematical continuity conditions between shell element nodes

Tab. 2 - Correspondence between experimental (EMA) and numerical mode shapes of the preliminary (3D-NOM), refined (3D-REF) and optimal (3D-OPT) FE-models. Natural frequencies *f* and errors. $\Delta = 100 \times (f_r^{(3D)} - f_r^{(EMA)})/f_r^{(EMA)}$. *r*= mode order; *w.c.*= without correspondence.

EMA		3D-NOM				3D-REF				3D-OPT			
r [-]	f [Hz]	r [-]	f [Hz]	Δ [%]	MAC [%]	r [-]	f [Hz]	Δ [%]	MAC [%]	r [-]	f [Hz]	Δ [%]	MAC [%]
1	2.022	1	2.045	1.12	99.4	1	1.985	-1.84	99.4	1	1.993	-1.46	99.4
2	3.053	2	2.442	-20.01	93.6	2	2.857	-6.41	87.3	2	2.989	-2.10	85.3
3	3.180	4	3.292	3.53	89.6	3	3.165	-0.48	89.5	3	3.171	-0.29	89.6
4	3.605	3	2.682	-25.59	100.0	4	3.369	-6.56	100.0	4	3.609	0.10	100.0
5	4.831	5	3.696	-23.49	95.9	5	4.611	-4.56	94.3	5	4.918	1.81	93.4
6	6.887	7	7.656	11.17	85.1	6	6.605	-4.09	83.6	6	6.684	-2.95	83.8
7	6.924	8	7.105	2.46	98.0	7	6.809	-1.80	97.5	7	6.824	-1.59	97.5
8	7.995	10	10.254	28.26	89.7	9	8.829	10.43	89.0	9	8.833	10.48	89.0
9	9.107	9	9.361	2.79	83.5	10	8.903	-2.24	73.7	10	8.906	-2.20	73.8
10	12.910	w.c.	-	-	-	w.c.	-	-	-	-	-	-	-
11	14.228	16	19.581	37.62	53.3	15	16.488	15.88	56.5	15	16.507	16.02	56.5
12	14.433	w.c.	-	-	-	w.c.	-	-	-	-	-	-	-

belonging to different planes were then established by means of internal rigid-body constraints. The average dimensions of shell elements was comprised between 0.25 m - 0.50 m in the mid part of central span, whereas a refined mesh pattern was used in the regions close to the pier and to the lateral supports. The thickness of these shell elements was defined based on the actual longitudinal profile of the deck (Fig. 1a). The same shell element type was adopted also for the pier. The mass contribution offered by footways was then taken into account in the form of lumped masses. Concrete was mechanically characterized as for the 3D models. Each isolator, finally, was described in the form of three linear elastic springs applied at the intersection point between the vertical axis of the real isolator and the extrados of the deck. These springs, reacting separately along vertical, transverse and longitudinal directions with stiffnesses K_Z, K_X and K_Y respectively, were calibrated in accordance with the 3D-OPT model. In addition, two elastic rotational springs reacting in the longitudinal plane *y-z* and in the transverse plane *x-z* were placed at the constrained points, to take into account the elastic contrast offered by isolators. The stiffness K_φ of these rotational springs was evaluated as $K_\varphi = \pi R^4/4\ K_Z$, with R= 0.60 m signifying the nominal radius of the isolator basis (Fig. 1b). Dynamic simulations highlighted that the calibrated 2D FE-model (2D-OPT) of the bridge reproduces well the vibration modes of the 3D-OPT Model. Discrepancies on natural frequencies generally resulted negligible for quasi-rigid body motions and for bending vibrational modes, with errors lower than 2%. Larger deviations (≈4-6%) were found for torsional modes. In any case, the 2D-OPT model was considered sufficiently refined to perform further investigations on the bridge. Accuracy of the 2D-OPT model was suggested not only by agreement with experimental frequencies, but also by additional validation performed against static truck-load tests (e.g. Fig. 3d).

Seismic analysis of the bridge. In order to appreciate the benefits of the isolated system under earthquake motions, the seismic response of the isolated bridge was finally analyzed (2D-OPT) and compared to the dynamic behavior of the same structural system not equipped by seismic isolators (2D-FIX). In doing so, a bilinear constitutive shear force-shear displacement along the *X* and *Y* directions was used for the mechanical characterization of seismic devices (Fig. 1b), by

taking into account the identified optimal value of elastic stiffness (K_X= K_Y= 194.2 MN/m) and the inelastic mechanical behavior provided by the manufacturer (Fig. 1b). An elastic link with stiffness K_z = 7631 MN/m was used along the vertical *Z*-direction. The structural solution of the bridge with traditional constraint scheme, in contrary, included two supports on each abutment and two supports on the pier. All the supports were located exactly in the same position of the isolators. Seismic analyses were developed according to the Nonlinear Time-History Analysis implemented in the software package SAP2000 and suggested by NTC2008. Seven groups of earthquakes – inclusive of *X*, *Y*, *Z* components – were taken into account. Earthquakes were defined by synthesized accelerograms randomly selected and representative of ground motions expected in the area of the bridge. Fig. 3e shows an example of the acceleration time-histories and corresponding pseudo-acceleration response spectra for the usual 5% structural damping, soil type B (average velocity of shear waves $V_{s,30}$ comprised between 300 and 800 m/s), peak ground acceleration a_g = 0.35 *g* and importance factor 1.3 (e.g. construction of strategic relevance). Experimentally identified damping ratios were considered in the structural analysis (Tab. 1). A time length of 50 s and a step-resolution of 5×10^{-4} s were used in the numerical analysis. Main results are summarized in Tab. 3, in the form of maximum values of support reactions at the abutments and at the pier (average value of maximum reactions obtained for each group of ground motions). Reaction forces are proposed for the optimal 2D-OPT model and the traditionally restrained 2D-FIX models. Based on collected predictions, it is clear that the global seismic force transmitted by the superstructure to the elevation support components is about the 30% of the corresponding value for the bridge with traditional constraint setting. In addition, base isolation system allows to distribute seismic force effects an all the vertical resisting elements, avoiding the concentration of forces on a single structural component. Maximum shear displacements of isolators under earthquake resulted equal to 72 mm and 84 mm along the *X* and *Y* directions respectively. Finally, as expected, dynamic analysis showed that the incursions of the isolators into the inelastic range during ground motions are significant, and that these devices are responsible for the energy dissipation through the hysteretic behavior and for rising the period of the lower vibrating modes of the bridge. In Tab. 3, it can be also seen that improper mechanical calibration of seismic isolators would provide inaccurate estimations, and possibly unsafe seismic predictions, for the studied bridge. For the 2D model with nominal shear stiffnesses K_X= K_Y (2D-NOM), for example, predictions of maximum reaction forces would result in discrepancies up to ≈11%, compared to the 2D-OPT model.

Tab. 3 – Seismic analysis of Dogna bridge. Comparison between maximum reaction forces F_X, F_Y, F_Z on (i) single support and (ii) single isolator, respectively. *X*= transversal direction; *Y*= longitudinal direction; *Z*= vertical direction. $\Delta = 100\times(F^{(ii)} - F^{(i)})/F^{(i)}$; $\Delta_{2D} = 100\times(F^{(OPT)} - F^{(NOM)})/F^{(NOM)}$.

		Traditionally supported bridge (i) 2D-FIX	Isolated bridge (ii) 2D-NOM		Isolated bridge (ii) 2D-OPT		Δ_{2D} [%]
		[kN]	[kN]	[kN]	[kN]	Δ [%]	
FX	Pier	6978	867	-87.6	841	-87.9	3.1
	Abutment	3161	844	-73.3	829	-73.8	1.8
FY	Pier	-	766	-	858	-	-10.7
	Abutment	8562	911	-89.4	878	-89.7	3.8
FZ	Pier	15101	9980	-33.9	10304	-31.8	-3.1
	Abutment	10095	9422	-6.7	9505	-6.0	-0.9

Conclusions. In the paper, dynamic characterization of the base-isolated Dogna bridge was carried out using harmonic vibration tests and FE analyses. A refined 3D FE-model of the bridge was firstly calibrated, based on natural frequencies and modal shapes extracted from

FRFs. A theoretical procedure based on one-dimensional analytical models was also developed, to estimate the elastic stiffness of isolators. Investigations resulted in an identified elastic stiffness value about 2.2 times the expected nominal value for the used seismic devices. Based on 3D model updating, a computationally efficient 2D model of the bridge was also carried out. The optimized 2D model resulted in good agreement with experimental modal predictions and static truck-load test measurements, hence suggesting its use as baseline FE-model for further diagnostic investigations and monitoring programs. Finally, seismic analysis of 2D model under earthquake ground motions was compared to that of the same bridge with traditional restraints. Predictions clearly highlighted the marked efficiency and benefits of base isolation techniques, as well as the effects of improper FE-model calibrations for structural monitoring programs.

References

Alessandrini F., Fedrigo D., Coccolo A. (2009). Il nuovo ponte sismicamente isolato sul fiume Fella a Dogna: validazione del progetto strutturale a seguito di prove dinamiche. Ingegneria Sismica XXVI(4): 41–52.

Bedon C, Morassi A (2014). Dynamic testing and parameter identification of a base-isolated bridge. Engineering Structures 60(2): 85-99.

Bonessio N., Lomiento G., Benzoni G. (2012). Damage identification procedure for seismically isolated bridges, Structural Control and Health Monitoring 19: 565–578.

Naeim F., Kelly J. (1999). Design of Seismic Isolated Structures: From Theory to Practice, Wiley, New York.

NTC2008. Norme tecniche per le costruzioni (in Italian), D.M. 14 January 2008.

SAP2000 (1998). Integrated finite element analysis and design of structures. Berkeley, CA, USA: Computer and Structures Inc.

LE ATTIVITÀ INFORMATIVE DELL'INGV IN EMERGENZA SISMICA: MOTIVAZIONI E IPOTESI DI SVILUPPO FUTURO

R. Camassi, C. Nostro, F. Bernardini, M. Crescimbene, E. Ercolani, F. La Longa, C. Meletti, V. Pessina, M. Pignone

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Introduzione. Negli ultimi anni, in particolare a partire dalla sequenza sismica aquilana del 2009, il tema dell'informazione e della comunicazione collegata ad una situazione di emergenza sismica è diventato oggetto di dibattito pubblico, di discussione all'interno della comunità scientifica, di studio in ambienti disciplinari molto diversi (sociologia della comunicazione, psicologia dell'emergenza, ambito giuridico, ecc.) e di riflessione più generale all'interno del sistema di protezione civile.

In questa nostro lavoro non si intende discutere della spinosa questione della comunicazione "dell'emergenza", cioè di quel processo che regola il passaggio di informazioni tra il Sistema di protezione civile nel suo livello di coordinamento più elevato (Dipartimento della Protezione Civile) e la collettività, che abbia a che fare o meno con il presunto problema dell'allertamento, ma del tema più generale dell'informazione che il sistema di protezione civile (e la comunità scientifica che ne è una componente essenziale) produce in situazioni di emergenza o post-emergenza.

Indubbia è l'importanza di una buona comunicazione, attentamente testata, in momenti di crisi. Essa infatti può aiutare a migliorare la risposta all'emergenza, ridurre i costi del disastro, migliorare la trasparenza del processo decisionale e aumentare il potenziale di accettazione delle conseguenze (Del Lungo, 2012; Wendling *et al.*, 2013).

Lo scopo del presente lavoro è quello di sintetizzare ragioni, forme e contenuti delle attività informative che, in modo sempre più organico, sono state realizzate in numerose occasioni, a partire principalmente dal 2009, ipotizzando uno schema di protocollo operativo per la

gestione di tali attività. Va ricordato che le esperienze qui descritte sono state realizzate in modo coordinato con il Dipartimento della Protezione Civile e che questa attività è formalmente parte del programma di lavoro annuale all'interno della convenzione decennale DPC-INGV.

Informazione in emergenza sismica. Con informazione in emergenza sismica si intende qui, in termini generali, il lavoro di trasferimento di informazioni verso il pubblico in situazione di emergenza sismica o comunicativa, lavoro che può manifestarsi in prossimità o nel corso di situazioni di crisi sismiche o nella fase, che può essere molto lunga, successiva all'emergenza vera e propria. Si precisa che in questa sede si intende discutere solo del lavoro informativo realizzato principalmente attraverso l'incontro diretto sul campo, pur supportato da altre forme di comunicazione (via web o tramite i *social media*, ad esempio). Non si considerano pertanto le attività di comunicazione ufficiale, del sistema di protezione civile o di sue componenti, verso l'esterno, in forma di comunicati, documenti, rapporti tecnici, informative, ecc.

La richiesta di informazioni da parte della società civile in situazioni di emergenza (reale o percepita come tale) nei confronti della "Protezione Civile" (intesa come entità indefinita, così come percepita da gran parte della collettività), e più di recente nei confronti della stessa comunità scientifica, è aumentata esponenzialmente (e legittimamente) negli ultimi anni, contestualmente all'enorme circolazione di materiali informali attraverso le reti sociali, scavalcando le mediazioni tradizionali degli organi di informazione. Le domande poste da questa pressione informativa si sono progressivamente focalizzate su alcuni aspetti - previsione ed evoluzione dei fenomeni - e sono sempre più influenzate dal 'confronto' con realtà che, nel processo pubblico di comunicazione, si pongono come espressione alternativa (contro-informazione).

Soddisfare la richiesta di informazione delle persone coinvolte da un evento calamitoso può servire a coinvolgerle maggiormente nella risposta all'emergenza e nel razionalizzare il loro comportamento; d'altra parte, tale azione è fondamentale per gestire la percezione della popolazione, polarizzandola con quella dei decisori, della autorità e degli esperti (Wendling *et al*., 2013).

In un contesto così complesso è estremamente difficile distinguere modalità e contenuti dell'informazione dal 'ruolo' (ufficiale o autoritativo) dei singoli attori, anche se il rapporto di comunicazione diretta che si stabilisce nell'incontro pubblico influenza sensibilmente, in senso positivo, il processo comunicativo.

L'attività di informazione in emergenza rappresenta anche una modalità attraverso la quale è possibile costruire un intervento psicosociale rivolto a favorire il ripristino delle strutture e della rete sociale locale, così come indicato nelle linee guida degli interventi psicosociali del comitato internazionale delle Nazioni Unite IASC (2007); un compito questo che è proprio del sistema di protezione civile.

Informazione in emergenza e comunicazione. L'informazione di cui intendiamo discutere in questa sede è strettamente connessa con il rapporto che si determina fra il sistema di protezione civile (inteso in questo caso nel suo significato più compiuto) e la collettività in situazione di emergenza. Gli interlocutori di questo processo sono pertanto da una parte chi rappresenta il sistema di protezione civile (il DPC, la componente scientifica rappresentata essenzialmente dai Centri di Competenza, gli operatori presenti sul campo) e dall'altra le comunità locali. Quel rapporto è assolutamente centrale, ne determina le modalità e ne caratterizza i contenuti.

E' un rapporto diretto, immediato, che si costituisce sulla base di domande molto precise, che variano molto nelle diverse fasi di una emergenza, e ha un carattere e un senso molto diverso da quella che è più in generale la comunicazione ordinaria, in tutte le sue forme.

Un istituto di ricerca (come l'INGV), a prescindere dal fatto che abbia o meno una strategia e una funzione di comunicazione, "fa comunicazione", in vario modo: attraverso la sua presenza istituzionale, le forme ufficiali di comunicazione, le pagine web, le pagine social, la presenza a manifestazioni, le iniziative di divulgazione scientifica, sia quelle istituzionali che di singoli ricercatori, ecc.

Il lavoro informativo di cui si discute in questa sede è viceversa strettamente legato a situazioni circostanziali e ad una funzione specifica che l'Istituto assume in quel caso all'interno del sistema di protezione civile.

Una comunicazione franca e trasparente durante una crisi mantiene (e aumenta) la fiducia nella autorità (Yilmaz, 2011).

Esperienze di informazione in emergenza sismica. Nel corso delle emergenze sismiche degli ultimi anni, e particolarmente in occasione della sequenza aquilana del 2009 e quella emiliana del 2012, il sistema di protezione civile ha dedicato energie e attenzione sempre maggiori a interventi di informazione e di supporto psicosociale alla popolazione attraverso uno specifico lavoro informativo rivolto a insegnanti delle scuole, agli operatori dei servizi di base e alla popolazione in genere in forma di assemblee pubbliche.

Questo lavoro è stato realizzato principalmente da operatori INGV, d'intesa con il Dipartimento della Protezione Civile (DPC), che hanno maturato nel tempo una solida esperienza all'interno di progetti educativi e iniziative informative.

Esperienze sporadiche di interventi di questo tipo risalgono molto indietro nel tempo (comprese iniziative "pionieristiche" sviluppate dopo il terremoto dell'Irpinia del 1980), ma una delle prime corpose esperienze, di poco successiva alla costituzione dell'INGV, risale alla sequenza sismica del Faentino-Forlivese del 2002, quando operatori INGV, d'intesa con DPC, Regione Emilia Romagna e i Comuni interessati hanno gestito diversi incontri informativi per sindaci, insegnanti e operatori dei servizi, con una esplicita funzione informativa e di supporto psicosociale.

Negli anni successivi le esperienze più consistenti sono state le seguenti:

- L'Aquila, 2009: nelle primissime fasi del post terremoto è stato avviato un lavoro di supporto agli insegnanti nelle tendopoli (in continuità con il progetto EDURISK che era in corso a L'Aquila e a Sulmona già prima del terremoto) con un ciclo di incontri denominato *EMERFOR* (Formazione in Emergenza): fra la fine di aprile e il mese di maggio 2009 sono stati realizzati 12 incontri che hanno coinvolto circa 500 insegnanti. Successivamente, d'intesa con il DPC e i servizi di base locali (ASL), da giugno ad agosto, è stato realizzato un corposo ciclo di incontri pubblici per la popolazione nelle tendopoli denominato "*La terra tretteca, ji no!*": complessivamente una ventina di incontri serali e quasi 2.000 persone coinvolte.
  Nei mesi di settembre e ottobre, in accordo con DPC e Ufficio Scolastico Regionale dell'Abruzzo, è stato progettato e realizzato un intervento specifico di sostegno al mondo della scuola abruzzese per accompagnare il rientro a scuola, consistente in 33 incontri con tutti gli insegnanti e il personale scolastico dei comuni interessati da effetti di danno (complessivamente circa 2.700 persone) (Nostro *et al*., 2009).
- Frusinate, 2009: in occasione della sequenza sismica nell'area di Sora (FR), nell'autunno 2009, su iniziativa concordata con DPC, la Regione Lazio e l'Ufficio Scolastico Provinciale di Frosinone, sono stati realizzati un paio di incontri con gli insegnanti delle scuole dell'area, cui poi sono seguiti 17 incontri con 25 Direzioni Didattiche, Istituti Comprensivi e Istituti Superiori che hanno coinvolto complessivamente 1070 persone. Dopo questa prima fase, c'è stato l'avvio di un progetto educativo vero e proprio che ha coinvolto le scuole di 25 Comuni della provincia di Frosinone per due anni (complessivamente circa 2.500 studenti). Tale progetto si è concluso con l'*Open day* sul rischio sismico che ha visto coinvolti tutti gli insegnanti e le loro classi, per valorizzare il lavoro svolto e sensibilizzare la cittadinanza sul tema del rischio sismico e delle strategie per la sua riduzione (Nostro *et al*., 2012a).
- Emilia, 2012: nel periodo giugno-agosto 2012 sono stati realizzati 32 incontri con la popolazione delle province di Modena, Ferrara, Bologna, Reggio Emilia e Mantova, nell'ambito di un progetto denominato "Terremoto, parliamone insieme" (Fig. 1). Oltre alle assemblee pubbliche di piazza, sono stati realizzati incontri informativi nelle scuole

Fig. 1 – Foto degli incontri nell'ambito della campagna informativa "Terremoto, parliamone insieme" con: a) la popolazione a San Matteo della Decima (San Giovanni in Persiceto, Bo); b) la popolazione a Fabbrico (RE); c) il personale del Centro di Salute Mentale dell'AUSL di Modena a Mirandola (MO); d) la popolazione a Rolo (RE).

per insegnanti e genitori, e incontri mirati per il personale socio-sanitario delle AUSL e dell'Ospedale di San Giovanni in Persiceto (BO). Il modulo di intervento "Terremoto, parliamone insieme" è stato definito in stretta collaborazione con DPC, Regione Emilia Romagna, ReLuis e le diverse componenti del sistema di protezione civile (in particolare con i singoli Comuni), anche se l'onere maggiore è stato sostenuto da personale INGV. Durante il periodo giugno-ottobre 2012, nel corso del lavoro sul campo sono stati raccolti i *rumors* circolanti in zona sui terremoti, che sono stati poi elaborati per predisporre strategie di contrasto negli incontri pubblici. Analogamente a quanto fatto nell'esperienza aquilana, nel corso dell'autunno sono stati realizzati incontri specifici per insegnanti, personale scolastico e genitori per accompagnare il processo di rientro a scuola (Nostro *et al.*, 2012b).

- Gubbio, 2014: a seguito della sequenza in corso da alcuni mesi e su esplicita richiesta emersa in ambito locale, d'intesa con il DPC, il Comune di Gubbio e la Regione Umbria, nei mesi di gennaio e febbraio 2014 sono stati realizzati una serie di incontri con la popolazione, con genitori e le scuole del Comune di Gubbio e di alcuni Comuni limitrofi (Fig. 2). Sono stati realizzati, inoltre, incontri con gli insegnanti e gli alunni delle scuole di ogni ordine e grado.

Interventi più limitati, di natura del tutto simile, sono stati realizzati in diverse altre occasioni, in particolare nel settembre 2011 nell'Appennino Forlivese, nell'ottobre 2012 nell'area del Pollino (Masi *et al.*, 2014), in gennaio - febbraio 2013 in Garfagnana e in giugno - luglio 2013 in Lunigiana.

Fig. 2 – Incontro per i docenti e i genitori delle scuole d'infanzia e primaria di Semonte e Gubbio a gennaio 2014.

In tutti questi interventi, in gran parte ideati, programmati, gestiti e realizzati da personale INGV, il contributo informativo si è focalizzato sulla descrizione della sequenza in atto nel contesto delle caratteristiche della sismicità dell'area, della sua storia sismica e della sua pericolosità, sulle scelte immediate di comportamento e più in generale sul sostegno psicosociale e psicoeducativo, in particolare nei confronti delle famiglie, del personale scolastico e dei servizi di base.

Questo tipo di attività è stata accolta con grande favore dalle comunità locali, e progressivamente è stato formalizzato in modo sempre più netto, d'intesa con il DPC e le diverse componenti del sistema di protezione civile (Regioni, Comuni, ecc.).

Considerazioni metodologiche. L'impatto drammatico del terremoto del 2009 nella realtà aquilana (309 vittime, 70.000 sfollati, la dispersione della popolazione fra tendopoli e alberghi sulla costa adriatica) e le forti tensioni innescate in ambito locale dalle polemiche sulla presunta previsione hanno caratterizzato fortemente il lavoro informativo avviato in quella circostanza. Le motivazioni principali del lavoro iniziale erano legate alla volontà di dare continuità ad un lavoro educativo nelle scuole già in corso prima del terremoto e dal bisogno di sostenere un tentativo di ripresa di attività scolastica all'interno delle tendopoli, il tutto associato ad una esplicita funzione di sostegno psicosociale. Tale motivazione è divenuta ancor più palese quando, in occasione di un incontro con la funzione sanitaria con operatori della ASL aquilana (primi di giugno 2009), si è deciso di avviare il lavoro sistematico nelle tendopoli, combinando insieme competenze sismologiche e psicosociali (con il contributo anche di operatori di associazioni di psicologi). La presenza di forti tensioni nei confronti della "Protezione Civile" e della comunità scientifica ha suggerito in quella circostanza l'opportunità di verificare preliminarmente ad ogni incontro pubblico quali fossero i temi di maggior interesse per ogni singola situazione, calibrando quindi contenuti e modalità di ogni singolo incontro. Questo modo di procedere, interagendo con gli elementi del sistema di protezione civile già presenti sul territorio (associazioni di volontariato, psicologi attivi nei singoli campi, ecc.), è poi divenuto pratica corrente in tutti gli interventi successivi, in particolare nel corso dell'esperienza emiliana, quando con il passare del tempo sono divenute prevalenti le richieste di informazioni di carattere tecnico-ingegneristico oppure amministrativo, richiedendo pertanto la presenza di componenti ingegneristiche o degli amministratori locali.

Posto che ogni singolo incontro ha avuto sempre un carattere suo proprio, gli incontri in contesto 'delimitato' (spazio mensa di tendopoli, sale pubbliche, ecc.) hanno sempre avuto un

carattere più formale, con l'opportunità di utilizzo di materiali a sostegno della discussione (come presentazioni ppt, per esempio), mentre le assemblee di piazza o in generale in spazi aperti hanno assunto un carattere decisamente più informale. In generale l'orientamento che è maturato nel corso del tempo è stato quello di privilegiare un approccio dialogico, limitando molto interventi di inquadramento o presentazioni formali, puntando a sollecitare domande e una discussione libera, pur orientata verso temi chiave. A questo proposito gli interventi introduttivi sono stati dedicati a fornire elementi di inquadramento generale in grado di garantire una discussione 'aperta', limitando la possibilità di derive della discussione verso temi marginali, fortemente influenzati da voci e dicerie di carattere molto particolare. In questo è stata determinante la conoscenza del singolo contesto e la collaborazione con le amministrazioni locali e le associazioni presenti nel campo o sul territorio.

Un filone a sé di queste esperienze informative è rappresentato dagli incontri con particolari categorie di operatori nei servizi di base: dagli operatori di protezione civile, come vigili del fuoco e forze dell'ordine, a quelli dei servizi front-office dei Comuni, agli operatori dei servizi socio-sanitari, a quelli operanti specificamente nei servizi di salute mentale: in questi casi la richiesta di informazioni è stata di carattere molto puntuale, per quanto facilitata dall'essere posta in situazioni molto informali (gruppi molto ristretti).

Definizione di emergenza. A seconda della gravità dell'evento e del suo impatto sulla popolazione, sulla base dell'esperienze del passato si sta elaborando un protocollo operativo in cui si possono distinguere diversi tipi e livelli di emergenza:

a) emergenza comunicativa, dovuta al diffondersi incontrollato di dicerie e "bufale" particolarmente gravi, false previsioni, oppure a seguito di vicende giudiziarie. Un esempio di emergenza di questo tipo è ben rappresentato dalla vicenda del terremoto "annunciato" per l'11 maggio 2011: sulla base di una presunta previsione erroneamente attribuita a Raffaele Bendandi (1893-1979), ma soprattutto di un veloce tam-tam in rete, si era sparsa la voce incontrollata secondo cui quel giorno a Roma si sarebbe scatenato un terremoto di devastante potenza. In quell'occasione l'INGV ha organizzato un *Open-Day*, con l'apertura al pubblico e ai giornalisti della sede romana dell'Istituto dalle ore 10 alle ore 20 dell'11 maggio stesso (Nostro *et al.*, 2012c);
b) terremoto in Italia di magnitudo fino a 4.0. In realtà si tratta di una non-emergenza. In generale per eventi di bassa magnitudo non vengono attivate iniziative informative sul posto, a meno che l'evento non scateni un'emergenza di tipo comunicativo (vedi punto a), oppure faccia parte di una sequenza sismica particolarmente lunga (vedi punto d);
c) terremoto in Italia di magnitudo M tra 4.0 e 4.9 presumibilmente senza danni. Il più delle volte un evento di questo tipo non produce un'emergenza e dunque non necessita di interventi informativi sul posto. Possono tuttavia essere realizzati incontri con la popolazione, con genitori e insegnanti delle scuole. In casi particolari, si possono prevedere anche incontri con gli alunni delle scuole. Un esempio di questo genere è rappresentato dall'evento del 25 gennaio 2013 in Garfagnana (LU), di ML 4.8 (Mw 4.9), che non causò danni particolari. In realtà, pochi giorni dopo il terremoto, un comunicato INGV destinato al DPC fu trasmesso senza commenti o spiegazioni ai sindaci dei Comuni coinvolti, generando confusione e panico, e dando luogo ad una vera e propria emergenza comunicativa, amplificata a dismisura dai social media; nei giorni successivi furono organizzati due incontri con la popolazione con sismologi INGV, sindaci, associazioni di protezione civile e giornalisti per fornire informazioni corrette sulla possibile evoluzione della sequenza in corso. Il successo delle due iniziative si giustifica con la ricerca da parte della popolazione di informazioni attendibili e scientificamente affidabili.
d) lunga sequenza sismica con molti eventi di magnitudo moderata risentiti spesso dalla popolazione. Esempi di emergenze di questo tipo sono la sequenza lunghissima del Pollino (attiva a più riprese fin dal 2010 e con un picco di M 5.0 nell'ottobre 2012) e quella, già accennata prima, di Gubbio (attiva dal dicembre 2013 e tuttora in corso).

Anche in questo caso, possono essere realizzati incontri con la popolazione, con genitori e gli insegnanti delle scuole. In casi particolari, si possono prevedere anche incontri con gli alunni delle scuole;

e) terremoto in Italia di magnitudo M tra 5.0 e 5.5 con possibili danni. In genere eventi di questa magnitudo in Italia causano problemi e alcuni danni (prevalentemente leggeri), creando un'emergenza sismica. Spesso risulta necessario pertanto intervenire anche con iniziative di carattere informativo a supporto sia delle popolazioni colpite sia delle istituzioni locali coinvolte; Anche in questo caso, possono essere realizzati incontri con la popolazione, con genitori e insegnanti delle scuole. In casi particolari, si possono prevedere anche incontri con gli alunni delle scuole. Un esempio di emergenza di questo tipo è rappresentato dal terremoto del 21 giugno 2013 in Lunigiana-Garfagnana (Mw 5.3);

f) terremoto in Italia di magnitudo M da 5.6 in su con danni e forse vittime. Si tratta dello scenario più grave, dato che eventi di questa entità in territorio italiano spesso generano danni diffusi, a volte anche gravi e con vittime. Normalmente si apre un'emergenza sismica di portata più ampia, come nel 2012 in Emilia o all'Aquila nel 2009. Oltre agli incontri con la popolazione, con genitori e insegnanti delle scuole e, in casi particolari, anche con gli alunni delle scuole di ogni ordine e grado, per questo tipo di emergenza si possono prevedere anche incontri informativi con gli operatori di protezione civile, operatori delle ASL, ecc.

Quando si verifica un terremoto è indispensabile che la diffusione delle informazioni sia coordinata e tempestiva e in particolare che la comunicazione istituzionale verso DPC, i media e il pubblico sia gestita nel modo migliore possibile. È altrettanto importante garantire che l'informazione interna sia veloce ed accurata.

Conclusioni e sviluppi futuri. Soddisfare la richiesta di informazione delle persone coinvolte da un evento calamitoso, facendo una buona comunicazione, può aiutare a migliorare la risposta all'emergenza, ridurre i costi del disastro, migliorare la trasparenza del processo decisionale e aumentare il potenziale di accettazione delle conseguenze: questo l'obiettivo principale delle attività informative in emergenza.

Questa attività può essere considerata un esempio di azioni/buone pratiche che favoriscono il coordinamento di tutte le componenti del sistema di protezione civile, che grazie anche alla multidisciplinarietà concorrono all'unico obiettivo di fornire supporto alla popolazione in situazioni di emergenza sismica.

Questo modello di coordinamento nato in emergenza si è esteso anche ad azioni ed interventi in un'ottica di prevenzione, attraverso le campagne di sensibilizzazione al rischio, come IO NON RISCHIO (Mucciarelli, 2012), la campagna informativa nazionale sui rischi naturali e antropici che interessano il nostro Paese promossa e realizzata da Dipartimento della Protezione Civile, INGV, ANPAS e ReLuis, in accordo con le Regioni e i Comuni interessati.

Bibliografia

Del Lungo [ed.]; 2012: *Interventi di supporto psico-sociale in emergenza. Linee di intervento*. Ordine degli psicologi del Lazio, Roma.

IASC [Inter-Agency Standing Committee]; 2007: *IASC Guidelines on Mental Health and Psychosocial Support in Emergency Settings*. Geneva: IASC. http://www.humanitarianinfo.org/iasc//downloaddoc.aspx?docID=4623.

Masi A., Mucciarelli M., Chiauzzi L., Camassi R., Loperte G. and Santarsiero G.; 2014: *Emergency preparedness activities performed during an evolving seismic swarm: the experience of the Pollino (southern Italy)*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 55 (3), 665-682, doi:10.4430/bgta0115.

Mucciarelli M.; 2012: *EDURISK e "Terremoto: Io non rischio": dalle scuole alle piazze*. In: Miscellanea INGV "Sintesi dei lavori del Workshop EDURISK 2002 – 2011 | 10 anni di progetti di educazione al rischio", 13, http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/miscellanea-ingv/archivio/copy3_of_numeri-pubblicati-2010/2013-03-28.5913664787.

Nostro C., Camassi R., Moretti M., La Longa F., Crescimbene M., Govoni A., Pignone M., Selvaggi G. e il gruppo EmerFOR; 2009: *Informazione e formazione in emergenza: interventi a seguito del terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009*. In: Atti 28° Convegno Nazionale GNGTS, 478-482, Trieste, Italy, http://hdl.handle.net/2122/5925.

Nostro C., Camassi R., Crescimbene M., La Longa F., Ercolani E. *et al*.; 2012a: *Emergenza e informazione*. In: Miscellanea INGV "Sintesi dei lavori del Workshop EDURISK 2002 – 2011 | 10 anni di progetti di educazione al rischio", 13, http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/miscellanea-ingv/archivio/copy3_of_numeri-pubblicati-2010/2013-03-28.5913664787.

Nostro C., Camassi R., Postiglione I., Masi A., Carvelli F., Mattia C. e Team INGV, Team DPC, Team ReLUIS e Team ANPAS; 2012b: *"Terremoto, parliamone insieme": attività informative nell'area colpita dai terremoti di maggio e giugno 2012 in Emilia Romagna*. In: Atti 31° Convegno Nazionale GNGTS - Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio, 2, 61-69, Trieste, Italy, http://www2.ogs.trieste.it/gngts/gngts/documenti/Old/Tema_2.pdf.

Nostro C., Amato A., Cultrera G., Margheriti L., Selvaggi G., Arcoraci L., Casarotti E., Di Stefano R., Cerrato S.; 2012c: 11 maggio team, *11 maggio 2011: il terremoto previsto e l'Open Day all'INGV*, Quaderni di Geofisica INGV, n. 98, ISSN 1590-2595, http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/quaderni-di-geofisica/archivio/quaderni-di-geofisica-2012/2013-01-15.0539694989.

Wendling C., Radisch J. and Jacobzone S.; 2013: *The Use of Social Media in Risk and Crisis Communication*. OECD Working Papers on Public Governance, 25, OECD Publishing. doi:10.1787/5k3v01fskp9s-en, http://dx.doi.org/10.1787/5k3v01fskp9s-en.

Yilmaz S.; 2011: *Fukushima nuclear disaster: a study in poor crisis communication*. RSIS Commentaries, 93.

LA MICROZONAZIONE SISMICA E LA CONDIZIONE LIMITE DELL'EMERGENZA NEL PIANO DI EMERGENZA COMUNALE O INTERCOMUNALE: LE LINEE GUIDA DELLA REGIONE LAZIO

A. Colombi
Regione Lazio, Agenzia Regionale di Protezione Civile, Roma

Introduzione. Il concetto di Rischio Sismico si vede sostanzialmente incernierato nell'asse portante delle attività di una Amministrazione regionale il cui territorio può essere affetto da eventi sismici anche severi, in quanto a seguito di un evento sismico (fattore Ambientale) si producono danni sull'attività antropiche e sulle case (fattore Infrastrutturale e Abitativo) e molto presumibilmente ci saranno persone che per tempi non definibili dovranno vivere in campi di emergenza attrezzati (fattore Protezione Civile).

Lo studio del territorio assume perciò enorme importanza per la valutazione dell'esposizione al rischio sismico, in particolare nelle aree critiche dal punto di vista della concentrazione urbana, del patrimonio artistico o delle attività industriali.

In questa ottica il Piano di Emergenza Comunale (Piano), obbligatorio a norma di legge, è uno strumento a forte connotazione tecnica, fondato sulla conoscenza delle pericolosità e dei rischi che investono i diversi territori e, nella prospettiva offerta dalla legislazione, esso trova una chiara collocazione tra gli strumenti che gli Enti Locali hanno a disposizione per la gestione dei rischi, affrancandosi in tal modo delle incertezze normative che lo hanno sin qui caratterizzato.

Gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS) (GdL MS, 2008) prescrivono 3 livelli di approfondimento per gli studi di Microzonazione Sismica (MS) che rappresentano studi basilari per la corretta pianificazione del territorio.

Secondo la normativa regionale della Regione Lazio in materia di MS (DGR 545/2010), il Livello 2 deve essere eseguito obbligatoriamente per gli Strumenti Attuativi (piani di zona, piani particolareggiati, piani di recupero e anche piani di emergenza comunali) in tutte le aree che nella carta delle Microzone Omogenee in prospettiva sismica (MOPS) del Livello 1 (L1) risultano suscettibili di amplificazione sismica.

La Condizione Limite dell'Emergenza (CLE) viene condotta in concomitanza o a seguito degli studi di MS. Obiettivo dell'analisi della CLE è di avere il quadro generale di funzionamento

dell'insediamento urbano per la gestione dell'emergenza sismica, anche in relazione al contesto territoriale (CNMS, 2014).

La scelta della Regione Lazio di utilizzare L2 con il metodo degli Abachi regionali soltanto per scopi di pianificazione territoriale, urbanistica e di emergenza è operativa dal Giugno 2010.

La Regione, per dare consistenza tecnico-amministrativa al Piano di emergenza, ha emanato con la DGR Lazio n. 363/14 le Linee Guida per i Piani di emergenza Comunale o Intercomunale al fine di offrire ai Comuni un supporto tecnico che li agevoli nel processo di redazione del Piano stesso.

All'interno di queste Linee Guida sia la Microzonazione Sismica sia la Condizione Limite dell'emergenza risultano fondamentali per la redazione degli elaborati finali del Piano di Emergenza Comunale.

Linee guida della regione Lazio per i piani di emergenza comunali. La pianificazione delle emergenze è un campo di attività piuttosto giovane e purtroppo ancora spesso carente nei contenuti, negli standard, nelle procedure e nelle esigenze. Anche dal punto di vista definitorio non esiste un'unica declinazione del concetto di Pianificazione di Emergenza così come non è univocamente e analiticamente determinato il contenuto degli strumenti formali che rappresentano il risultato del processo di pianificazione.

La pianificazione dell'emergenza, inoltre, si relaziona alla pianificazione urbanistica e territoriale fornendole indicazioni in relazione alle condizioni di pericolosità e rischio agenti sul territorio, in tal modo garantendo da un lato l'integrazione dei criteri di sicurezza nelle scelte di pianificazione e, dall'altro, la disponibilità di risorse strutturali per la gestione delle emergenze che la stessa pianificazione territoriale deve identificare e programmare.

Con questi assunti, il Piano, sia esso Comunale o Intercomunale, deve rispondere all'obiettivo di descrivere in maniera puntuale le condizioni di rischio locale, mediante la redazione di scenari costruiti sulla base dei Programmi Provinciali e Regionali di Previsione, che forniscono ai comuni le informazioni sulle pericolosità agenti sul territorio, e sulla base della conoscenza locale concernente i beni potenzialmente esposti a tali pericoli.

La gestione dell'emergenza viene coordinata dalla Regione laddove l'evento, per energia rilasciata e impatto sul territorio e sulle attività antropiche, non si configura a livello nazionale. In caso contrario l'emergenza sarà gestita in coabitazione con il DPC. In entrambi i casi, il Comune colpito dal sisma dovrà attivarsi secondo le linee di indirizzo previste dal Piano. Il Piano è il documento che contiene le informazioni e le indicazioni mediante le quali tutti i soggetti chiamati a intervenire nella gestione dei potenziali eventi calamitosi agenti su un dato territorio possano operare con modalità efficaci ed efficienti.

Con la DGR Lazio n. 363/2014 sono state emanate le Linee Guida per la pianificazione dell'emergenza Comunale e Intercomunale. Le Linee Guida, tenuto conto dell'evoluzione continua della materia in oggetto, anche in considerazione della presenza attiva dell'Italia all'interno del Meccanismo Europeo di Protezione Civile, saranno aggiornate almeno ogni dodici mesi al fine di permettere e garantire la loro funzionalità e applicazione.

Le Linee Guida, anche in considerazione dell'attuale fase di attivazione dell'Agenzia Regionale di Protezione Civile, recentemente istituita con la legge Regionale n. 2/2014, nel primo anno di applicazione hanno un carattere sperimentale. alla conclusione di questo periodo sperimentale, dopo la definitiva configurazione delle linee guida elaborata dalla regione a seguito dei feedback dei risultati provenienti dalle amministrazioni locali si valuterà se dare seguito alle misure di carattere restrittivo che possono essere riassunte come segue:

I Comuni che ancora non hanno predisposto il Piano hanno tempo otto mesi, dalla data di pubblicazione delle linee guida per redigerlo. I Comuni che hanno già approvato il Piano hanno tempo dodici mesi, sempre dalla data di pubblicazione, per aggiornarlo. Una volta approvato il Piano, il Comune dovrà prevederne l'aggiornamento almeno una volta all'anno e la revisione completa ogni cinque anni. In caso di mancata ottemperanza, sotto le forme

dettate dalle Linee Guida e nei tempi previsti, le azioni per la redazione del Piano, la Regione potrà intervenire verso il Comune attraverso l'esercizio dei poteri sostitutivi ovvero attraverso la sospensione della possibilità di accedere, da parte dei comuni inadempienti, a finanziamenti strutturali finalizzati alla riduzione del rischio e alla messa in sicurezza del sistema di gestione dell'emergenza e degli edifici strategici e/o rilevanti.

Le Linee Guida sono composte da tre parti:

- nella prima parte, "riferimenti e metodologie", sono evidenziati gli obiettivi del piano, i soggetti che ne fanno parte, le sue componenti e gli elaborati obbligatori da produrre.
- nella seconda parte, "schede tecniche per la compilazione del piano", sono indicate tutte le informazioni rilevanti concernenti le diverse componenti del piano, strutturate secondo schede tecniche all'interno delle quali sono analiticamente indicati gli elementi informativi minimi che ciascun comune deve fornire.
- nella terza parte "schemi di ordinanza" sono riportare gli schemi di ordinanza contingibili e urgenti che il sindaco potrà utilizzare nelle diverse situazioni di emergenza, nonché lo schema di deliberazione consigliare del piano.

Il Piano deve contenere in maniera chiara:

- le informazioni relative alle caratteristiche del territorio; tali informazioni sono necessarie, particolarmente in presenza di eventi che richiedano l'intervento coordinato di soggetti ed enti diversi da quelli dell'amministrazione comunale, per permettere un intervento calibrato sulla specifica realtà territoriale;
- le informazioni relative alle condizioni di pericolosità e rischio effettivamente agenti sul territorio fra i quali il Rischio Sismico;
- la Condizione Limite dell'Emergenza;
- il modello organizzativo che localmente viene adottato per la gestione delle emergenze;
- il quadro delle risorse disponibili a livello locale per la gestione delle emergenze;
- le procedure mediante le quali si intende operare nella gestione delle emergenze;
- il quadro delle azioni da porre in essere in "tempo di pace" per garantire una adeguata preparazione all'emergenza sia della popolazione potenzialmente coinvolta che dei soggetti operativi chiamati a intervenire nella gestione dell'evento.

È opportuno, in linea generale, fare riferimento a due diversi profili di evento che, per livello di intensità e danni attesi conseguenti, richiedono livelli di intervento differenti:

- scenario per evento ricorrente: evento caratterizzato da una frequente ricorrenza che causa di danni anche significativi ma gestibili dal Comune con limitato supporto esterno. Questa tipologia di evento è identificabile sulla base degli accadimenti pregressi;
- scenario per evento massimo atteso: evento straordinario, di estensione e intensità rilevanti, per la gestione del quale è richiesto il concorso di Soggetti ed Enti diversi dal Comune.

Linee guida della regione Lazio per i piani di emergenza comunali: microzonazione sismica. L'evento sismico è il più importante fra gli eventi improvvisi e come tale comporta, ancor più che per gli altri rischi, la necessità di un'accurata ed estesa opera di prevenzione del rischio per la tutela della pubblica incolumità e per il contenimento dei danni.

La gestione dell'emergenza viene coordinata dalla Regione laddove l'evento, per energia rilasciata e impatto sul territorio e sulle attività antropiche, non si configura a livello nazionale. In caso contrario l'emergenza sarà gestita in coabitazione con il DPC. In entrambi i casi, il Comune colpito dal sisma dovrà attivarsi secondo le linee di indirizzo previste dal Piano.

La Regione Lazio, sulla base della mappa di pericolosità sismica nazionale (OPCM n. 3519/06) e degli studi regionali sulla pericolosità sismica ha riclassificato il suo territorio (DGR 387/2009).

Le Linee Guida regionali per la pianificazione dell'emergenza insistono molto affinché i Comuni o gli aggregati intercomunali predispongano uno scenario di rischio sismico, tenuto conto della pericolosità sismica di gran parte del territorio regionale. A tal fine, infatti, per la definizione degli scenari relativi al rischio sismico (uno per evento severo e uno per evento

ricorrente), oltre ai dati di base territoriali, nel Piano dovranno essere presenti le seguenti informazioni:

- zona sismica di appartenenza in base alle DGR Lazio n. 387/2009 e n.835/2009;
- carta della pericolosità sismica regionale;
- aree e popolazione a rischio, tramite individuazione degli edifici di costruzione antecedente al 1984 e censimento della popolazione in essi presente;
- edifici strategici o rilevanti ai fini di Protezione Civile dopo evento sismico come da allegato della DGR n. 489/2012;
- aree suscettibili di amplificazione sismica e/o di Instabilità Sismica dedotte dallo studio di Livello 1 di Microzonazione Sismica validato dalla Regione;
- presenza di faglie attive nel territorio desunte dallo studio di Microzonazione Sismica validato dalla Regione;
- carta della Condizione Limite di Emergenza validata dalla Regione;
- impianti a rischio per la Direttiva Seveso.

Pertanto, la Microzonazione Sismica rappresenta un utile strumento ai fini di una più dettagliata suddivisione del territorio in aree in cui i differenti valori di amplificazione del moto sismico rispecchiano più rigorosamente le condizioni locali, che permettono di inserire nuovi indispensabili elementi nella pianificazione comunale.

Già con la DGR n. 545/2010, infatti, la Regione aveva impostato il processo pianificatorio di MS in cui il Livello 1 indicasse durante la redazione del Piano Regolatore Generale le aree a maggiore amplificazione sismica e che il Livello 2 divenisse obbligatorio, preventivamente all'adozione degli Strumenti Urbanistici Attuativi, alle Varianti puntuali, ai Progetti approvati in variante e ai Piani di Emergenza Comunali, per le Microzone Omogenee suscettibili di amplificazioni o di instabilità sismica definite dal Livello 1.

Le Linee Guida regionali (DGR 363/14) ribadiscono e obbligano la presenza, fra i documenti fondamentali del Piano, della Carta dello Scenario del Rischio sismico che dovrà riportare:

- le zone Suscettibili di Amplificazione Sismica e di Instabilità Sismica indicate nella Mappa delle Microzone Omogenee in prospettiva Sismica del Livello 1 o 2 di MS;
- le situazioni di pericolosità geologica che possono subire riattivazioni in caso di evento sismico, quali zone a liquefazione, faglie attive etc.

Questo aspetto indica quale sia l'importanza che la Regione assegna alla MS per le attività di prevenzione in Protezione Civile.

Linee guida della regione Lazio per i piani di emergenza comunali: condizione limite dell'emergenza. Si definisce come CLE dell'insediamento urbano la condizione al cui superamento, a seguito del manifestarsi dell'evento sismico, l'insediamento urbano conserva, nel suo complesso, l'operatività della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza, la loro accessibilità e connessione con il contesto territoriale (CSPC 2014 - DGR 363/14).

L'analisi della CLE riporta dati desunti da studi di MS. L'applicazione dell'analisi prevede un contesto territoriale proprio delle funzioni fondamentali del sistema di gestione dell'emergenza (coordinamento dell'emergenza, soccorso sanitario e intervento operativo).

Le Linee Guida regionali, recependo le raccomandazioni nazionali, incentivano l'applicazione su aggregati (Unioni o Consorzi di Comuni) in cui le funzioni di protezione civile possono essere svolte in maniera unitaria. In ogni caso, seguendo le raccomandazioni della Commissione Speciale di PC.

Le Linee Guida regionali indicano che l'analisi della CLE può:

- essere realizzata solo a seguito della predisposizione del Piano;
- può essere utilizzata come metodo per analizzare il sistema di gestione dell'emergenza per le sole componenti fisiche relative agli edifici strategici, alle aree di emergenza e alle infrastrutture di collegamento e accessibilità fra questi elementi;

- l'analisi della CLE, una volta realizzata, deve essere recepita nel Piano, nelle forme e nelle modalità definite dalla Regione in coerenza con la propria normativa.

Proprio per il carattere dell'analisi, la sua predisposizione a livello intercomunale (Unione o Consorzi di Comuni) è preferibile perché può evidenziare le criticità esistenti sotto le differenti forme tipologiche dell'emergenza, che spesso possono essere celate nell'analisi della singola realtà comunale.

Le Linee Guida regionali sui Piani di Emergenza (DGR 363/14) obbligano la presenza fra i documenti fondamentali del Piano la Carta della CLE. Nella Carta dovranno essere riportati:

- l'individuazione degli edifici e delle aree che garantiscono le funzioni strategiche per l'emergenza;
- l'individuazione delle infrastrutture di accessibilità e di connessione con il contesto territoriale, degli edifici e delle aree di cui al punto precedente e gli eventuali elementi critici;
- 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;
- tutte le industrie passibili di incidente rilevante se esistenti.

Le Linee Guida Regionali (DGR 363/14) specificano che in assenza del Piano, potrà essere predisposto uno "studio preliminare per il Piano di Emergenza" che potrà supplire per un periodo massimo di sei mesi dalla sua deliberazione alla mancanza del Piano stesso.

Superato tale periodo, in assenza del Piano, per il Comune viene sospesa la possibilità di accedere a finanziamenti finalizzati alla riduzione del rischio e alla messa in sicurezza del sistema di gestione dell'emergenza.

Nello studio preliminare per il Piano, dovranno almeno essere individuati, in coerenza con gli strumenti di piano esistenti:

- gli edifici strategici, se presenti, finalizzati al coordinamento dell'emergenza, al soccorso sanitario e all'intervento operativo;
- le aree di emergenza.

Conclusioni. Lo scopo del lavoro è stato quello di presentare le Linee Guida per la pianificazione di emergenza Comunale o Intercomunale approvate nel giugno del 2014 dalla Regione Lazio.

L'emanazione di questo documento tecnico-amministrativo si orienta nella direzione di uno degli obiettivi della sezione del Convegno nel quale viene presentato il lavoro che indica *"... la mitigazione degli effetti, attraverso il rafforzamento del sistema di protezione civile, i piani di emergenza, le esercitazioni e le campagne di divulgazione di una cultura di prevenzione*", come aspetto importante a seguito degli eventi sismici occorsi in Italia nell'ultimo decennio.

All'interno delle Linee Guida, che ovviamente abbracciano tematiche complesse e multidisciplinari, la MS e la CLE assumono un ruolo importante, obbligatorio e fondamentale, sia per gli aspetti concettuali sia per quelli cartografico-elaborativi.

Gli studi di MS di Livello 1 e 2 sono propedeutici al Piano di Emergenza in quanto con la loro capacità di identificare le zone in cui l'amplificazione sismica sarà maggiore permettono di orientare la scelta di aree idonee per l'edificazione o l'utilizzo di edifici per il Comando e Controllo (Sedi COC o COM) e aree per il ricovero delle persone sfollate dopo un evento sismico.

Gli elaborati di Livello 1 e/o 2 di MS sono fondamentali per la realizzazione delle Carte tematiche del Piano di Emergenza.

La CLE, invece, entra a livello concettuale nel Piano di emergenza comunale, in quanto risulta essere una specie di prova del nove sulla effettiva funzionalità del Piano stesso e sul grado di resilienza del sistema Emergenziale a livello comunale o intercomunale. La Carta della CLE è un documento obbligatorio del Piano di Emergenza.

Aver reso obbligatorio la presenza di entrambe le analisi nel processo di pianificazione dell'emergenza permette alla Regione Lazio di proseguire il percorso di attività di prevenzione sismica iniziato ormai da circa un decennio.

Bibliografia

Commissione Speciale di Protezione Civile (CSPC 2014). Raccomandazioni per le attività di analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) e recepimento da parte delle Regioni/PA. *Seduta del 24 Marzo 2014*

DGR Lazio n. 387 del 18 Maggio (2009). Nuova riclassificazione sismica del territorio della Regione Lazio in applicazione dell'OPCM n. 3519/2006. *Bollettino Ufficiale Regione Lazio n. 24 del 27 giugno 2009 Supplemento 106*.

DGR Lazio n. 545 del 26 Novembre (2010). 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*.

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. Modifica alla DGR 545/10. *Bollettino Ufficiale Regione Lazio n. 43 del 21 novembre 2011*.

DGR Lazio n. 363 del 17 Giugno (2014). Linee Guida per la pianificazione comunale o intercomunali di emergenza di Protezione Civile. *Bollettino Ufficiale Regione Lazio n. 52 del 1 luglio 2014*.

GdL 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*.

Legge Regione Lazio n. 2 del 26 febbraio (2014). Sistema integrato regionale di protezione civile. Istituzione dell'Agenzia regionale di Protezione Civile. *Bollettino Ufficiale Regione Lazio n. 17 del 27 febbraio 2014*.

ANALISI DEGLI INTERVENTI PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE DELL'AREA PRODUTTIVA "PICCOLA E MEDIA INDUSTRIA" DI FERRARA

A cura del gruppo di lavoro Confindustria Emilia-Romagna, Unindustria Ferrara e Regione Emilia-Romagna:

Colombi Alessio, *Colombi & Roversi Associati, Studio di Ingegneria*
Curli Stefano, *Federazione degli Ingegneri dell'Emilia-Romagna, Studio associato Curli*
Ercolessi Giulio, *Regione Emilia-Romagna-Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli*
Loffredo Gianluca, *ArchLivIng srl*
Martelli Luca, *Regione Emilia-Romagna-Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli*
Minghini Fabio, *Università di Ferrara-Dipartimento di Ingegneria*
Romagnoli Massimo, *Elletipi srl*
Stevanin Emanuele, *Synthesis srl*
Veronese Thomas, *Studio Servizi Tecnici, Settore Geologia e Ambiente*
Zanetti Denis, *MezzadrIngegneria srl*

Introduzione. A seguito della sequenza sismica padana di maggio-giugno 2012, che ha causato ingenti danni soprattutto alle attività produttive, oltre alle attività per la riparazione e ricostruzione, sono state avviate anche le attività per il miglioramento sismico degli edifici non danneggiati.

Com'è noto, le scosse più forti (20/5, M_L=5.9; 29/5, M_L=5.8) hanno causato anche vistosi effetti di liquefazione (Crespellani *et al*., 2012; EMERGEO, 2012).

Effetti di liquefazione in Pianura Padana erano già stati descritti in occasione di forti terremoti storici (Galli, 2000; Guidoboni *et al*., 2007).

I rilievi geologici e le indagini di approfondimento per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, 2013) hanno dimostrato che gli effetti più gravi sono avvenuti soprattutto in corrispondenza di paleocanali dei fiumi appenninici (Secchia, Panaro e Reno) e del Po.

Gli studi di microzonazione sismica oggi disponibili, molti dei quali realizzati negli ultimi 3 anni grazie ai fondi previsti dall'art. 11 della L. 77/2009 (OPCM 3907/2010-DGR 1051/2011 e OPCM 4007/2012-DGR 1302/2012), hanno evidenziato che le condizioni predisponenti la liquefazione (presenza di terreni granulari saturi nei primi 15-20 m da p.c.) sono presenti in molte aree della Pianura Padana.

Per raggiungere l'obiettivo del miglioramento sismico in tali aree è quindi necessario intervenire anche in fondazione e/o realizzare interventi di mitigazione del rischio di liquefazione.

La presente nota illustra uno studio realizzato per il miglioramento sismico degli edifici industriali dell'area della Piccola e Media Industria di Ferrara. I documenti cartografici disponibili (Bondesan *et al*., 1995; Fioravante e Giretti, 2013) indicano che l'area è attraversata da un ramo abbandonato del Po. La presenza di condizioni predisponenti la liquefazione è stata confermata dalle indagini in sito realizzate per la ricostruzione di alcuni edifici danneggiati dal sisma 2012. Lo studio qui presentato è stato realizzato da un gruppo di lavoro interdisciplinare, costituito da geologi e ingegneri liberi professionisti, coordinato da Confindustria Emilia-Romagna-Unindustria Ferrara, in collaborazione con il Servizio geologico regionale.

Inquadramento dell'area. L'area produttiva di Ferrara nota come "Piccola e Media Industria" si sviluppa ad ovest della città, a circa 2 km dal centro città e poche centinaia di m dal casello autostradale Ferrara nord della autostrada A13 Bologna-Padova.

La città di Ferrara e i suoi dintorni sono stati più volte interessati da terremoti che hanno causato effetti di intensità macrosismica $I_{MCS} \geq$ VI (Locati *et al*., 2011), a seguito dei quali sono stati descritti effetti ambientali simili a quelli osservati nelle aree epicentrali in occasione della sequenza sismica emiliana di maggio-giugno 2012 (Guidoboni *et al*., 2007).

La sismicità è data prevalentemente dall'attività delle faglie delle Pieghe Ferraresi (DISS Working Group, 2010) ma Ferrara ha subito danni anche in occasione di forti terremoti originati in zone sismogenetiche lontane, sia alpine che appenniniche (Locati *et al*., 2011).

Lo studio di microzonazione sismica recentemente effettuato dal Comune di Ferrara (Fioravante e Giretti, 2013) indica che nell'area è attesa un'amplificazione del moto sismico (PGA/PGA_0) mediamente pari a 1,5. La morfologia dell'area è pianeggiante e l'amplificazione è dovuta alle caratteristiche stratigrafiche; il sottosuolo è infatti costituito da una successione continentale, risultato per lo più dell'attività deposizionale del Po, che poggia su un substrato marino-transizionale posto ad una profondità di circa 100 m. Lo spessore dei sedimenti alluvionali in Pianura Padana è generalmente maggiore; la spessore ridotto della copertura alluvionale in questo settore è dovuto al fatto che l'area di Ferrara sorge proprio sulla culminazione della dorsale esterna delle Pieghe Ferraresi.

Interventi per la mitigazione del rischio di liquefazione. La distribuzione delle isopache dei terreni sabbiosi indica chiaramente una concentrazione di terreni sabbiosi in alcuni settori e l'assenza in altri, permettendo di individuare il paleoalveo del Po che attraversava l'area di studio. I valori dell'indice di liquefazione ottenuti sono in genere piuttosto bassi (I_L<5) ad eccezione di quelli relativi a prove ricadenti nel settore nord-occidentale dell'area (v. intervento di Confindustria ER, Unindustria FE e RER nella sessione 2.2 a cui si rimanda per i dettagli).

La distribuzione in profondità dei fattori di sicurezza alla liquefazione (Fs) mostra che il maggiore contributo al valore di I_L è dato dagli intervalli sabbiosi presenti nei primi 10 m mentre le sabbie a profondità maggiori di 13-15 m, presenti pressoché ovunque, essendo spesso ben addensate forniscono quasi sempre valori di Fs maggiori di 1.

Perciò, ai fini dell'individuazione delle zone a rischio, si è deciso di considerare la distribuzione litostratigrafica nei primi 13-15 m da p.c. ; la distribuzione dei terreni sabbiosi in

questo intervallo di profondità permette di individuare 4 tipi di stratigrafie "tipo" e definire 3 zone a rischio:

- zone in cui sono assenti orizzonti sabbiosi di spessore rilevante nei primi 13-15 m; rischio di liquefazione basso o nullo;
- zone in cui, sottofalda, sono presenti lenti e orizzonti sabbiosi spessi almeno 1 m fino alla profondità di 5 m;
- zone in cui sono presenti lenti e orizzonti sabbiosi spessi almeno 2 m nell'intervallo di profondità compreso tra 5 e 10 m;
- zone in cui, sottofalda, sono presenti orizzonti sabbiosi di spessore di almeno 2 m fino alla profondità di 13-15 m.

In seguito viene fornita una descrizione di alcune delle possibili tecniche di intervento scelte in accordo a quanto previsto dalla Determinazione n.12418 del 02/10/2012 Servizio Geologico, Sismico e dei suoli Regione Emilia Romagna e dei loro costi prendendo in esame un edificio industriale campione delle dimensioni in pianta di 40 m x 100 m per una superficie complessiva di 4000 m^2.

Al fine di rendere paragonabili le diverse soluzioni tecnologiche sotto il profilo economico si prende in esame uno strato di sabbie liquefacibili di spessore pari a 7 m posto tra 5 e 12 m dal piano di campagna, considerando quindi il caso peggiore rispetto all'area in esame.

Le soluzioni tecnologiche analizzate in termini applicativi e di fattibilità economica sono le seguenti:

- dreni orizzontali a perforazione direzionata e pozzi drenanti;
- *compaction grouting* tipo A;
- *compaction grouting* tipo B;
- iniezioni per permeazione.

In seguito vengono descritti i sistemi suddetti menzionandoli in ordine di costo economico.

La scelta delle tecniche di mitigazione del rischio di liquefazione è determinata anche dal fatto di intervenire nel sottosuolo di fondazione di edifici esistenti.

Dreni orizzontali a perforazione direzionata e pozzi drenanti. La Fig. 1 mostra l'intervento di mitigazione del rischio di liquefazione mediante dreni orizzontali a perforazione direzionata e pozzi drenanti.

La tecnologia, ad azione migliorativa di tipo "passivo", consiste nel collegare i pozzi (e/o trincee) in ghiaia disposti lungo il perimetro dell'edificio con dreni sub-orizzontali in modo da garantire adeguata distribuzione della dissipazione delle pressioni interstiziali nell'intera area di sedime.

I dreni orizzontali vengono eseguiti mediante perforazioni direzionate all'interno delle sabbie liquefacibili , realizzando due o più file sfalsate di 4 m su due livelli a -7 m e – 10 m da p.c.

Ogni dreno andrà ad intercettare in profondità due pozzi di drenaggio in ghiaia di diametro Φ1000, profondità 14 m da p.c., precedentemente realizzati sui due lati dell'edificio e collegati tra loro mediante una trincea drenante superficiale per il convogliamento delle acque di sovrapressione in caso di sisma.

L'area complessivamente trattata è di circa 6960 m^2, ed include quindi una parte significativa della pertinenza esterna al fabbricato.

Dalla Fig. 1 è possibile evincere le seguenti quantità:

- N°29 dreni orizzontali di lunghezza pari a circa 94 ml, con tubo di drenaggio in HDPE;
- N°58 pali drenanti Φ1000, profondi 14 ml, riempiti con ghiaia avente pezzatura indicativamente di 30/40 mm, collegati sui due lati mediante due trincee drenati superficiali (fermo restando che dovranno essere adeguatamente dimensionati in funzione delle caratteristiche granulometriche proprie di ciascun sito).

Gli aspetti più delicati della tecnologia sono legati all'uso di polimeri biodegradabili durante la perforazione che garantiscano un tempo di permanenza di poche ore o giorni, al fine di

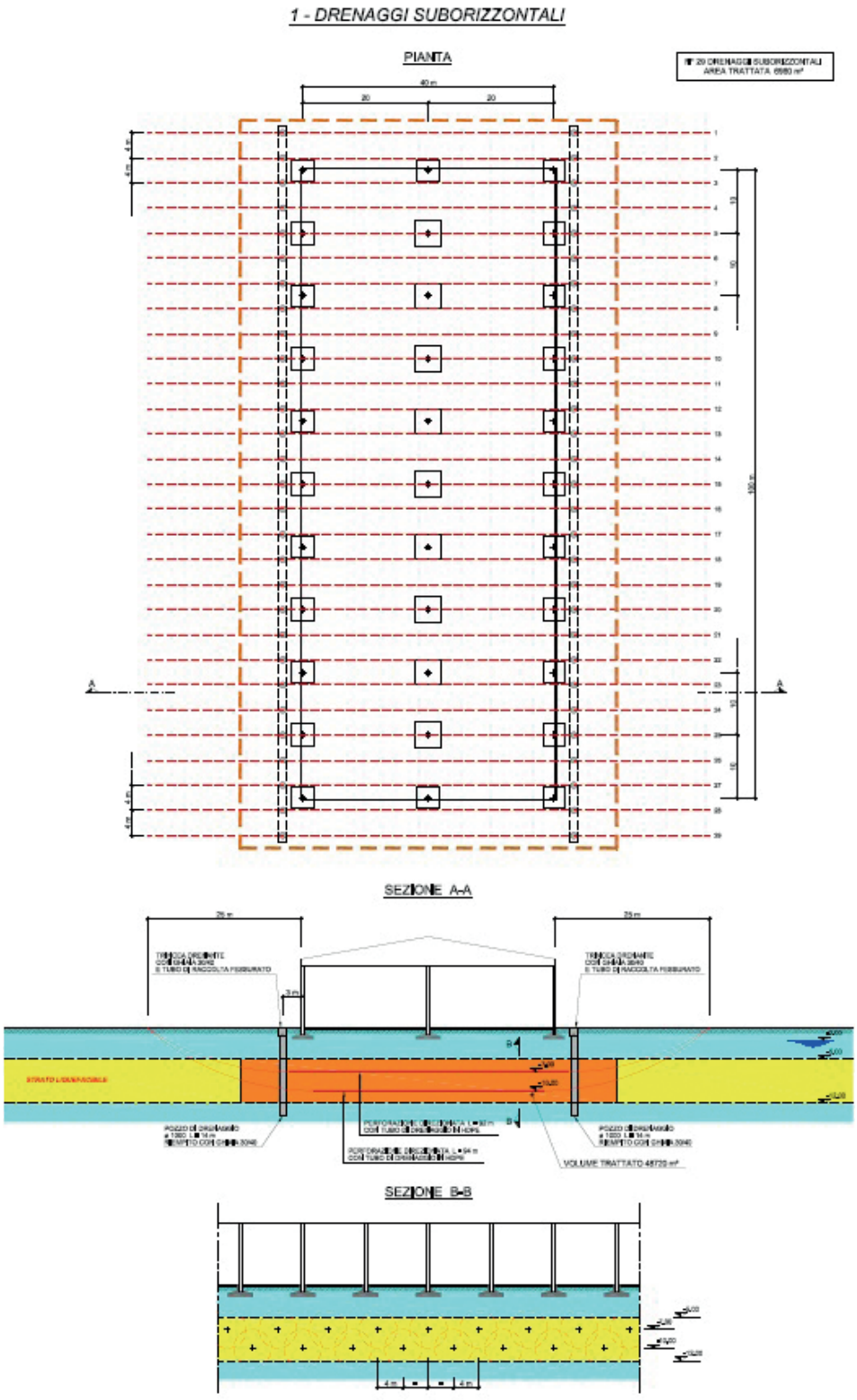


Fig. 1 – Drenaggi sub-orizzontali.

evitare modifiche delle caratteristiche di permeabilità del terreno attorno ai dreni alterando l'efficacia o la resa dell'intervento. Un ulteriore elemento di attenzione è il monitoraggio del sistema di drenaggio. Un indubbio vantaggio di tale tecnica è la limitata interferenza con l'attività produttiva o meglio sono annullate le interazioni all'interno degli edifici e vengono limitate alle pertinenze esterne, in particolar modo al perimetro; inoltre, gli effetti di mitigazione si estendono sull'intera area dell'edificio preservando quindi non solo il terreno di sottofondazione interessato dal regime tensionale indotto dai plinti ma anche quello al di sotto della pavimentazione industriale.

Inoltre, l'intervento può essere progettato per estendere l'area di influenza fino ad includere più edifici e quindi a mitigare il rischio di liquefazione su aree suscettibili su cui insistono più siti industriali anche di differenti proprietà (approccio areale).

Il dimensionamento del sistema di drenaggio può essere condotto partendo da valutazioni di drenaggio in campo libero in cui il parametro permeabilità ricopre un ruolo cruciale e quindi la sua determinazione da prove in situ.

Si riassumono in Tab. 1 i costi parametrici dell'intervento, per le condizioni del presente caso tipologico, che dovranno essere computati dettagliatamente caso per caso in base alle condizioni di ogni intervento specifico.

Tab. 1 - Costi parametrici dell'intervento.

Soluzione per Capannone tipo 100m x 40m Sueprficie utile di 4000 (m²)	Costo Totale Intervento	Costo parametrico per m² di Superficie utile di capannone	Superficie totale trattata in pianta m²	Costo parametrico per ogni m² di superficie trattata in pianta	Volume totale di terreno trattato m³	Costo parametrico per ogni m³ di Volume di terreno trattato
Dreni orizzontali + Pozzi in ghiaia	€ 750 000	€ 187	6 960	€ 108	48 720	€ 15

I costi parametrici indicati, per questa tecnologia come per le altre, non comprendono monitoraggi, prove, collaudi che dovranno essere determinati per ciascun caso.

La tecnica del drenaggio sub-orizzontale con pozzi drenanti è senza dubbio accattivante in termini di basso impatto sulle attività produttive e, in termini di paragone con le tecniche di seguito trattate, di generale economicità dell'intervento, ma non può essere definita come tecnica di eliminazione del rischio di liquefazione bensì di riduzione.

Compaction grouting A. La Fig. 2 mostra l'intervento di mitigazione del rischio di liquefazione mediante *compaction grouting* esteso solo su una porzione dell'edificio industriale.

La tecnologia d'intervento consiste nell'addensamento (e contestuale conseguente rinforzo) dei terreni granulari mediante spiazzamento degli stessi con formazione di bulbi sovrapposti di malta molto densa pompata a pressioni e volumi controllati. Solitamente la pressione di pompaggio varia da 5 a 10 atm e comunque è funzione della profondità dello strato da trattare e del grado di addensamento.

Il *compaction grouting* viene tarato in modo da indurre un valore di Fs maggiore dell'unità, ovvero può essere tarato per garantire un fattore di sicurezza nei confronti del fenomeno di liquefazione pari alle attese e alle necessità progettuali.

Sono generalmente utilizzate attrezzature da piccola perforazione, leggere e di dimensioni contenute, per cui si tratta di una metodologia di intervento idonea per essere utilizzata all'interno di strutture esistenti, così come all'esterno delle stesse ed in campo aperto. La tecnologia, nel caso di interventi effettuati su edifici esistenti e non in campo aperto, si presta bene in caso di sabbie liquefacibili poste a profondità almeno pari a circa 5 m; si considera infatti tale spessore di ricoprimento necessario (in ogni caso da valutare anche mediante indagini specifiche in sito pre-intervento se ritenuto opportuno in fase di analisi progettuale) al fine di evitare rischi legati a possibili fenomeni di sollevamento del piano campagna o, peggio, del sedime di edifici esistenti o del pavimento industriale.

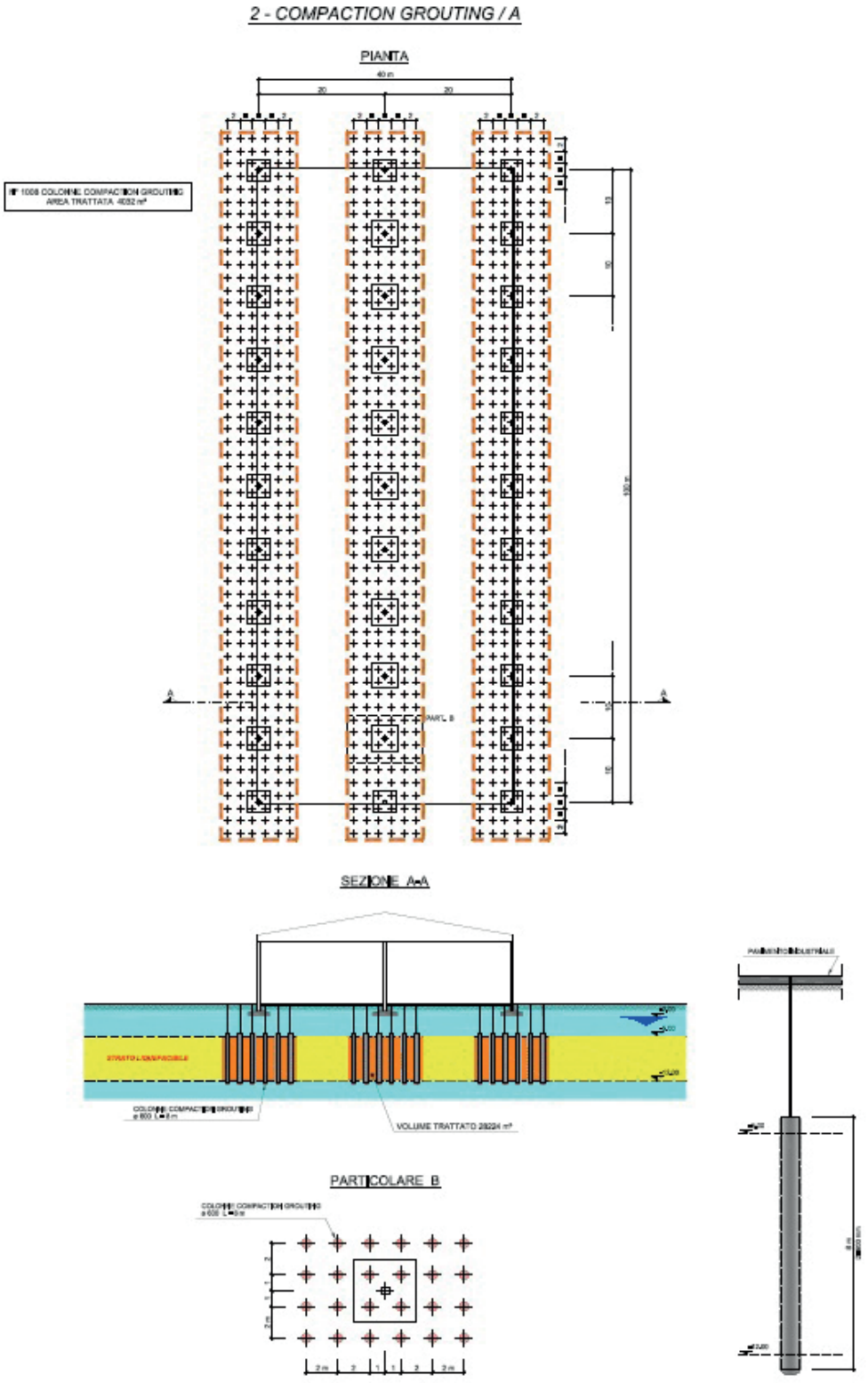


Fig. 2 – *Compaction grouting* A.

In questo lavoro vengono ipotizzati due possibili approcci: il tipo A, descritto nel presente paragrafo, ed il tipo B descritto nel successivo.

La tipologia A ha lo scopo di ottenere un consolidamento del terreno nei confronti del fenomeno della liquefazione circoscritto alle zone che potenzialmente possono avere influenza in termini di stabilità e movimenti dei plinti di fondazione delle strutture portanti dell'edificio. Non vengono trattate aree (nel caso in specie di edifici prefabbricati a grandi luci consentendo il risparmio di aree consistenti) non direttamente interessate dagli impianti fondali dell'edificio, consentendo considerevoli ottimizzazioni in termini di costi generali d'intervento, ma dando luogo, con probabilità, a comportamenti disomogenei del sedime complessivo del fabbricato.

Per l'intervento di tipo A, si assume di realizzare una serie di trattamenti, in una sequenza planimetrica tale da individuare una maglia quadrata di circa 2 m di lato, andando a consolidare tre fasce di terreno di circa 12m x 112m, in corrispondenza dei pilastri dell'edificio.

La massima profondità di ogni perforazione sarà di circa 12.5 m da p.c., la lunghezza del trattamento di 8 m, il diametro medio reso nella fascia consolidata di ≈ 600 mm.

Il numero complessivo di colonne di consolidamento risulta pari a n° 1008, cui corrisponderà un'area trattata di circa 4032 m^2.

Aspetti positivi del *compaction grouting* sono il controllo del risultato, la possibilità di intervenire anche a ridosso dei plinti di fondazione, la possibilità di definire l'area di intervento in modo certo. Nel caso di aree specifiche sottoposte al trattamento e altre no (tipo A), occorre al contempo valutare gli eventuali effetti che le zone non interessate dall'intervento possono avere sulle parti trattate nel caso si manifestasse il fenomeno di liquefazione.

Si riassumono in Tab. 2 i costi parametrici dell'intervento, per le condizioni del presente caso tipologico.

Tab. 2 - Costi parametrici dell'intervento.

Soluzione per Capannone tipo 100m x 40m Sueprficie utile di 4000 (m^2)	Costo Totale Intervento	Costo parametrico per m^2 di Superficie utile di capannone	Superficie totale trattata in pianta m^2	Costo parametrico per ogni m^2 di superficie trattata in pianta	Volume totale di terreno trattato m^3	Costo parametrico per ogni m^3 di Volume di terreno trattato
Compaction Grouting A	€ 1 290 000	€ 323	4 032	€ 320	28 224	€ 46

Compaction grouting B. La Fig. 3 mostra l'intervento di mitigazione del rischio di liquefazione mediante compaction grouting esteso su tutta la superficie dell'edificio industriale.

Tale tecnologia è analoga alla precedente ma estesa all'intera superficie dell'edificio industriale (quindi meglio applicabile in caso di nuove costruzioni e demolizioni/ricostruzioni). L'obiettivo è quindi estendere l'eliminazione del rischio anche all'area industriale non necessariamente collegata alle strutture principali, ovvero alla perdita di vite umane, ma che può avere comunque un ruolo importante, in caso di liquefazione, per ricadute economiche e/o ambientali.

L'intervento consiste nella realizzazione di una serie di trattamenti, in una sequenza planimetrica tale da individuare una maglia quadrata di circa 2 m di lato, tali da consolidare l'intera impronta dell'edificio più una fascia di circa 6 m rispetto l'asse dei pilastri di bordo per garantire il raggiungimento di un adeguato livello di sicurezza del volume di terreno significativo rispetto alla geometria dei plinti ed al carico ad essi applicato.

La massima profondità di ogni perforazione è di circa 12.5 m da p.c., la lunghezza del trattamento di 8 m, il diametro medio reso nella fascia consolidata di ≈ 600 mm .

Il numero complessivo di colonne di consolidamento previste è pari a n° 1456, cui corrisponderà un'area trattata di circa 5824 m^2.

Si riassumono in Tab. 3 i costi parametrici dell'intervento.

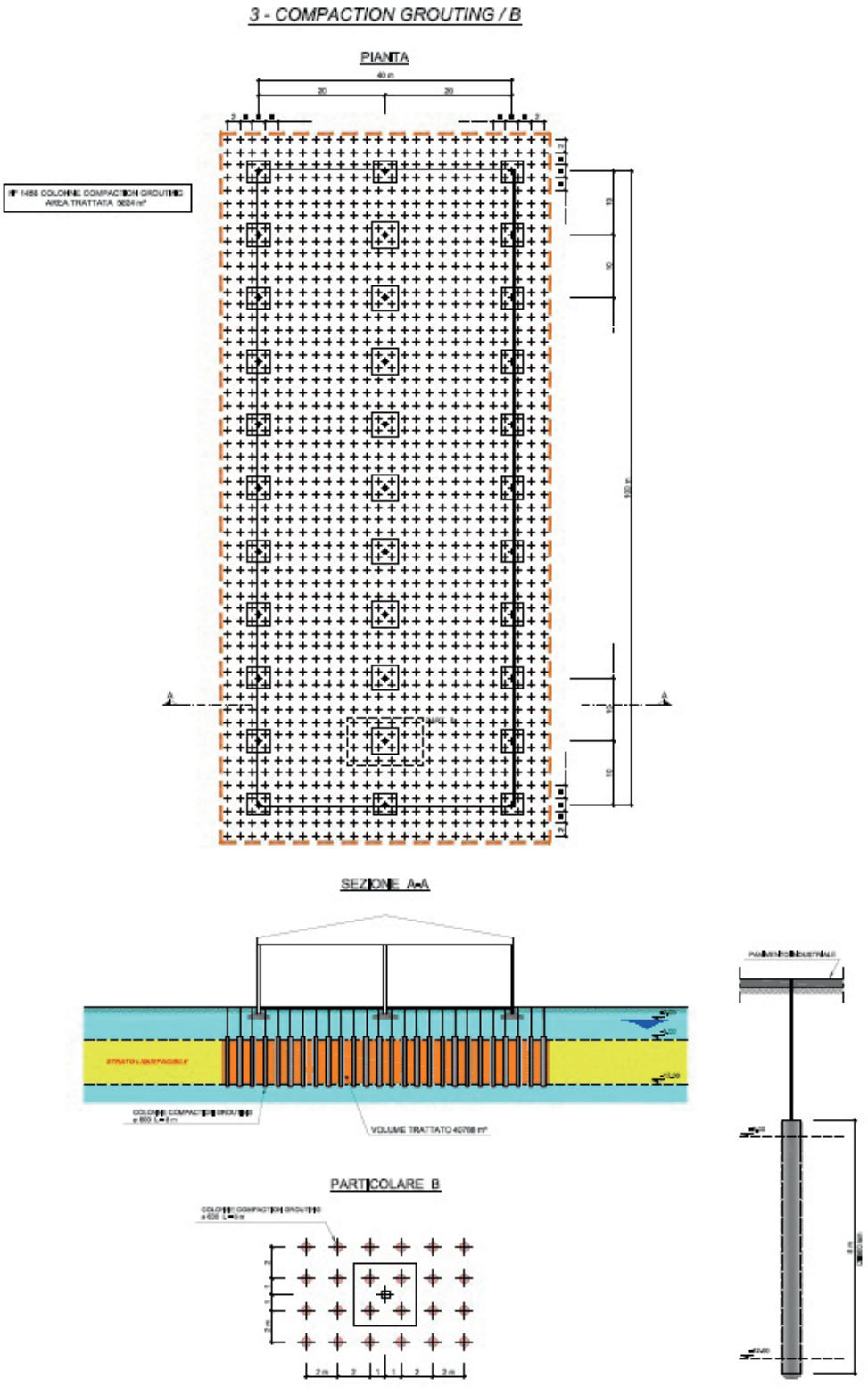


Fig. 3 – *Compaction grouting* B.

Tab. 3 - Costi parametrici dell'intervento.

Soluzione per Capannone tipo 100m x 40m Sueprficie utile di 4000 (m²)	Costo Totale Intervento	Costo parametrico per m² di Superficie utile di capannone	Superficie totale trattata in pianta m²	Costo parametrico per ogni m² di superficie trattata in pianta	Volume totale di terreno trattato m³	Costo parametrico per ogni m³ di Volume di terreno trattato
Compaction grouting B	€ 1 780 000	€ 445	5 824	€ 305	40 768	€ 44

Iniezioni per permeazione. Si prevede di realizzare un consolidamento dello strato di sabbie liquefacibili mediante iniezioni per permeazione con miscele a base di silicato alluminato.

Si assume di realizzare una serie di punti di iniezione, in una sequenza planimetrica tale da individuare una maglia quadrata di circa 2 m di lato, andando a consolidare l'intera impronta dell'edificio più una fascia di circa 6 m rispetto l'asse dei pilastri di bordo per garantire una copertura laterale adeguata.

Le perforazioni, di circa due metri di interasse, potranno essere attrezzate con un'unica canna valvolata tipo TAM (Tube a manchette) o tramite fascio di canne mono-valvola di piccolo diametro.

La massima profondità di ogni perforazione sarà di circa 12 m da p.c., la lunghezza del trattamento di iniezione di 7 m.

Il numero complessivo di punti di iniezione sarà pari a n° 1296, cui corrisponderà un'area trattata di circa 5184 m².

Si riassumono in Tab. 4 i costi parametrici dell'intervento.

Tab. 4 - Costi parametrici dell'intervento.

Soluzione per Capannone tipo 100m x 40m Sueprficie utile di 4000 (m²)	Costo Totale Intervento	Costo parametrico per m² di Superficie utile di capannone	Superficie totale trattata in pianta m²	Costo parametrico per ogni m² di superficie trattata in pianta	Volume totale di terreno trattato m³	Costo parametrico per ogni m³ di Volume di terreno trattato
Iniezioni per permeazione	€ 5 450 000	€ 1 361	5 184	€ 1 050	36 288	€ 150

Dai dati riportati risulta evidente che i costi di questa tecnica di intervento sono sensibilmente superiori a quelli delle altre tecnologie esaminate; non è stata pertanto approfondita tale opzione all'interno del presente studio in quanto considerata ad oggi economicamente difficilmente sostenibile se non per casi specifici di edifici particolarmente importanti (ad esempio ospitanti funzioni strategiche o di grande valore artistico).

Conclusioni. Nel presente lavoro vengono descritti 4 tipologie di interventi per la mitigazione del rischio di liquefazione:

- dreni orizzontali a perforazione direzionata e pozzi drenanti;
- *compaction grouting* tipo A;
- *compaction grouting* tipo B;
- iniezioni per permeazione.

La tecnologia più conveniente dal punto di vista economico è la prima mentre l'ultima, sebbene tecnicamente possa essere ritenuta efficace, risulta ad oggi difficilmente utilizzabile a causa dei costi troppo elevati. La prima tecnica ha l'indubbio vantaggio della mancanza di interferenza con l'attività produttiva all'interno dell'edificio ma i suoi effetti in termini di mitigazione sono meno controllabili rispetto al *compaction grouting*. La seconda e la terza hanno costi maggiori ma permettono un più efficace controllo progettuale del risultato atteso unitamente alla possibilità di raggiungere un prefissato valore di sicurezza nei confronti della manifestazione del fenomeno.

E' necessario, durante il consolidamento, monitorare anche gli eventuali spostamenti latero-verticali del terreno. Per evitare sollevamenti del terreno che potrebbero causare danni alle strutture esistenti la tecnica del *compaction grouting* è raccomandata per consolidamenti a profondità non inferiori di 5 m.

In caso di interventi a minori profondità la tecnica di intervento "passivo" tramite dreni risulta più idonea.

L'intervento di *compaction grouting* tipo A è meglio realizzabile in caso di edifici esistenti, l'intervento di *compaction grouting* tipo B è meglio realizzabile in caso di nuova edificazione o in caso di demolizione e ricostruzione.

Da quanto si può evincere dal presente contributo, risulta evidente che i costi necessari per migliorare la sicurezza degli edifici nei confronti del fenomeno della liquefazione del terreno possono essere molto consistenti, ovvero paragonabili se non addirittura superiori a quelli necessari per gli interventi di miglioramento sismico delle strutture in elevazione. Il lavoro pone, quindi, una serie di interrogativi e riflessioni in merito alla sostenibilità ed opportunità economica di interventi che mirano a mitigare un rischio, sicuramente presente ed altrettanto gravemente impattante in termini di possibili ricadute economiche sul territorio e sul panorama industriale presente, che nell'ottica degli Stati Limite di Salvaguardia della Vita e degli Stati Limite del Collasso delle strutture ha dimostrato, anche in conseguenza dei fenomeni rilevati (in maniera sicuramente diffusa) in occasione degli eventi sismici del maggio/giugno 2012 in Emilia Romagna, di avere un impatto che non sempre può essere considerato critico. In termini di mitigazione dei rischi è perciò indubbio che l'abbattimento (o la riduzione) di quello connesso alla liquefazione dei terreni sia da tenere in debito e serio conto nonché decisamente trattato e risolto; si ritiene, al contempo altresì, che l'analisi connessa alla eliminazione o alla riduzione di tale rischio debba essere compiuta anche mediante una valutazione costi/benefici che consideri il contorno (si pensi agli effetti che potrebbero verificarsi in un edificio in cui sono stoccati materiali pericolosi per l'ambiente) ed il contesto (edifici ospitanti funzioni strategiche o impattanti, o ancora edifici e monumenti di interesse storico ed artistico nonché valore testimoniale) dell'intervento.

Bibliografia

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)*. Annali di Geofisica, **44,** 137–154.

Crespellani T., Facciorusso J., Ghinelli A., Madiai C., Renzi S., Vannucchi G. (2012): *Rapporto preliminare sui diffusi fenomeni di liquefazione verificatisi durante il terremoto in pianura padana emiliana del maggio 2012*. Rapporto 31 maggio 2012. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

Determinazione n.12418 del 02/10/2012 Servizio Geologico, Sismico e dei suoli Regione Emilia Romagna "Approvazione degli elaborati cartografici concernenti la delimitazione delle aree nella quali si sono manifestati gravi effetti di liquefazione a seguito degli eventi sismici del 20 e 29 maggio 2012 e degli indirizzi per interventi di consolidamento dei terreni"

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*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1 http://diss.rm.ingv.it/diss/

EMERGEO working group (2012): *Emilia 2012*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Rapporto Preliminare 04/06/2012. http://emergeo.ingv.it/rapporti-di-attivita.html

Fioravante V. e Giretti D. (2013): *Studio di Microzonazione Sismica di Terzo Livello. Attuazione dell'Articolo 11 della Legge 2 giugno 2009 n.77, dell'O.P.C.M 4007/2012 e della Delibera della Giunta Regionale dell'Emilia-Romagna, 1302-2012*. Piano Operativo Comunale, elaborato QC1.1.1. Adottato il 28/10/2013 con delibera consiliare PG. 82532/13. Università degli Studi di Ferrara e Consorzio Ferrara Ricerche.
http://ww3.comune.fe.it/prg/poc/QC1_1_1_Relazione_illustrativa.pdf

Galli P. (2000): *New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction*. Tectonophysics, 324: 169-187.

Galli P., Castenetto S., Peronace E. (2012): *Terremoti dell'Emilia - Maggio 2012. Rilievo macrosismico MCS speditivo. Rapporto finale*. 15 Giugno 2012. http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/TerremotoEmiliaMCS.pdf

Gruppo di lavoro MS Emilia 2012 (2013): *Microzonazione sismica dell'area epicentrale del terremoto della pianura emiliana del 2012 (ord. 70/2012)*. Atti del 32° convegno GNGTS, Trieste 19-21 novembre 2013,sessione 2.3, 428-434.

Guidoboni E. (2006): *Libro di diversi terremoti, di Pirro Ligorio*. Codice 28, Ja II 15 dell'Archivio di Stato di Torino, Edizione critica, Introduzione e Apparato storico a cura di E. Guidoboni, *Edizione Nazionale delle Opere di Pirro Ligorio*, Roma, 2006, De Luca editore pp. 260.

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G. and Valensise G. (2007): *CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*. INGV-SGA. http://storing.ingv.it/cfti4med/

Iwasaki T., Tokida K., Tatsuoka F., Watanabe S., Yasuda S., Sato H. (1982): *Microzonation for soil liquefaction potential using simplified methods*. Vol 3. Proc. of the 3rd Int. Conf. on Microzonation, Seattle, pp. 1319-1330.

Laurenzano G. e Priolo E. (2013): *Studio sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito ai fini della microzonazione sismica di alcuni comuni della Regione Emilia Romagna. Relazione sull'attività svolta*. OGS-CRS, Allegato 1.8 dello studio "Microzonazione Sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della Pianura Emiliana di Maggio-Giugno 2012 (Ordinanza del Commisario Delegato – Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012)" a cura di Martelli L. e Romani M, Regione Emilia-Romagna, disponibile in http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia

Locati M., Camassi R. e Stucchi M. (a cura di) (2011): *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11. DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11

Malagnini, L., Hermann, R.B., Mercuri, A., Opice, S., Biella, G. & De Franco, R. (1997): *Shear-wave velocity structure of sediments from the inversion of explosion-induced Rayleigh waves: comparison with crosshole measurements*. Bull. seism. Soc. Am., **87,** 1413–1421.

Martelli L. (2011): *Quadro sismotettonico dell'Appennino emiliano-romagnolo e della Pianura Padana centrale*. Atti del 30° convegno nazionale GNGTS, Trieste 14-17 novembre 2011, sessione 1.2, 152-156.

Martelli L. e Romani M. (a cura di) (2013): *Microzonazione Sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della Pianura Emiliana di Maggio-Giugno 2012 (Ordinanza del Commisario Delegato – Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012)*. Relazione Illustrativa in http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia

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. 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)*. Atti del 32° convegno GNGTS, Trieste 19-21 novembre 2013,sessione 2.2, 262-267.

Meletti C. e Valensise G. (a cura di) (2004): *Zonazione sismogenetica ZS9 – App. 2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 20.03.03 n. 3274). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. http://www.mi.ingv.it/pericolosita-sismica/

Molinari F.C., Boldrini G., Severi P., Dugoni G., Rapti Caputo D., Martinelli G. (2007): *Riserve idriche della Provincia di Ferrara, parte prima*. Provincia di Ferrara – Servizio della Ssotenibilità e Cooperazione Internazionale, Regione Emilia-Romagna – Servizio geologico, sismico e dei suoli, Università di Ferrara – Dipartimento di Scienze della Terra. DB Map, Firenze.

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. (2007) **169,** 189–200. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03282.x

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*. Annals of Geophysics, 55 (4), 7 pp. DOI: 10.4401/ag-6172.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P. e Stucchi M. (a cura di) (2011): *CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. INGV Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI, DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11

GEOETICA E RISCHIO: DALLA PERCEZIONE DEL MITO DELLE SOCIETÀ ARCAICHE ALL'ERA DIGITALE POSTMODERNA

V. Dattilo, A. Ruffolo, M. Bernardo, F. De Pascale, F. Muto
Università della Calabria, Cosenza

Catastrofi naturali. Rischio e perdita della presenza. Sin dalle culture più antiche l'uomo, in ogni istante della vita quotidiana, dalla culla alla bara e in qualsiasi civiltà, è esposto al rischio di non esserci, ossia, al rischio della catastrofe del mondo e di sé. Si tratta di particolari momenti dell'esistenza connessi non solo a mutamenti economici e sociali, per esempio il corso di una guerra, ma si tratta anche di momenti connessi a catastrofi naturali imprevedibili che si annunziano senza che l'uomo possa determinarli, per esempio i maremoti.

A partire da tale presupposto, affronteremo il nodo cruciale della crisi o perdita della presenza, ossia, del rischio di sé di non mantenersi davanti alla storia in momenti critici dell'esistenza, limitandoci ad analizzare le varie forme di difesa da questo rischio, rappresentato da catastrofi naturali (per esempio maremoti, eruzioni vulcaniche) presso i popoli cosiddetti primitivi, occupandoci del problema dal punto di vista antropologico-filosofico.

A questo proposito recupereremo il pensiero storico-religioso del filosofo italiano Ernesto de Martino (1908-1965) (Fig. 1), trattando concetti filosofici come reperto antropologico, operazione che mira a far conoscere meglio le varie forme di difesa dal rischio di non esserci nella storia, anche in culture molto distanti da quella occidentale, come emerge da alcune letture critiche raccolte e pubblicate nell'opera postuma, *La fine del mondo. Contributo alle analisi delle apocalissi culturali* (1977). In particolare, ci soffermeremo sulla rappresentazione di una fine del mondo collegata all'esperienza di catastrofi naturali presso le culture tradizionali.

Tra gli esempi riportati dal filosofo italiano appare illuminante la lettura critica che concerne il saggio di Rudolf Lehmann, *Weltuntergang und Welterneurung im Glauben schriftloser Völker* (1939), autore citato in un breve testo dell'opera postuma di de Martino, perché l'opera contiene alcuni racconti di fine del mondo attestati da Stephan Lehner, citato da Lehmann, presso gli indigeni. In particolare, presso gli indigeni Namatanai nel nuovo Meclemburgo centrale, regione Laur, c'è un riferimento a catastrofi cosmiche future, ricalcate su esperienze di catastrofi naturali: «il mare che si richiuderà sull'isola per sempre (maremoti), l'oscurarsi del sole e la notte senza fine (pioggia di cenere durante eruzione vulcanica» (de Martino, 1977, p. 368).

Un altro esempio di rappresentazione di fine del mondo è riscontrabile presso i Kenta o Kintak Bong' e presso gli indigeni delle isole Caroline: «Namoluk esegue la fine del mondo su ordine dell'essere supremo a motivo della colpevolezza degli uomini, e utilizzando tuono, uragano, fulmini e due esseri supremi, uno dei quali stringe da tutte le parti terra e mare mentre l'altro getta grandi massi dal mare sulla terra. Segue poi la distruzione totale» (de Martino, 1977, p. 369).

Fig. 1 – Il filosofo Ernesto De Martino (1908-1965). Fonte: www.fondazionesardinia.eu.

Da questi racconti emerge il fatto che la fine viene rappresentata come distruzione, come idea di crollo del mondo, ricollegata a catastrofi cosmiche già vissute (maremoti, eruzioni vulcaniche), rimandando la spiegazione di tali catastrofi ad un elemento che ricorre frequentemente non soltanto nelle tradizioni primitive: la punizione da parte di un essere supremo, per colpe derivanti da trasgressioni ai suoi ordini. Anche lo stesso James George Frazer (1854-1941), uno dei padri fondatori dell'antropologia sociale, nella sua opera

principale, *Il ramo d'oro* (1911), mostra come i primitivi credono qualche volta, come abbiamo visto nel caso succitato di Namoluk, che la loro salvezza e persino quella del mondo sia legata alla vita di uno di questi uomini-dèi o incarnazioni umane della divinità. Grazie ai suoi studi è possibile, inoltre, individuare nelle culture cosiddette primitive, in particolare in alcune tribù dell'Africa, casi di uccisione dell'uomo-dio a causa dell'affievolirsi graduale dei suoi poteri e della loro estinzione finale con la morte; uccisione resa necessaria per evitare catastrofi o il crollo del mondo con il crollare o la rovina dell'uomo-dio: «Il popolo del Congo crede, [...], che, se il loro pontefice, il Chitomé, dovesse morire di morte naturale, il mondo perirebbe e la terra, che è sostenuta soltanto da lui con il suo potere e il suo merito, sarebbe immediatamente annientata. Per conseguenza, quando egli si ammala e sembra che debba morire, l'uomo che è destinato a succedergli entra nella casa del pontefice con una corda o una mazza e lo strangola o lo accoppa» (Frazer, 1911; trad. it. 2012, p. 319).

L'usanza di sacrifici per evitare catastrofi, così come l'usanza di mettere a morte i re divini ai primi sintomi di infermità o di vecchiaia, considerati come divinità incarnate dalle quali dipende implicitamente il benessere degli uomini e del mondo, sembra abbia prevalso in questa parte dell'Africa sino ai tempi moderni. Il destino di sé e del mondo è legato al destino dei loro re sacri o divini: «Per garantirsi contro queste catastrofi è necessario mettere a morte il re mentre egli è ancora nel pieno fiore della sua divina virilità, affinché la sua sacra vita si possa trasmettere intatta al suo successore, rinnovarsi nella sua giovinezza e restar eternamente giovane e fresca per successive trasmissioni, attraverso una perpetua vita di vigorose incarnazioni, come pegno e garanzia che gli uomini e gli animali possano in ugual maniera rinnovare la loro giovinezza con una perpetua successione di generazioni: che la semina e la mietitura, l'estate e l'inverno, la pioggia e il sole non verranno mai a mancare» (Frazer, 1911, pp. 692-693).

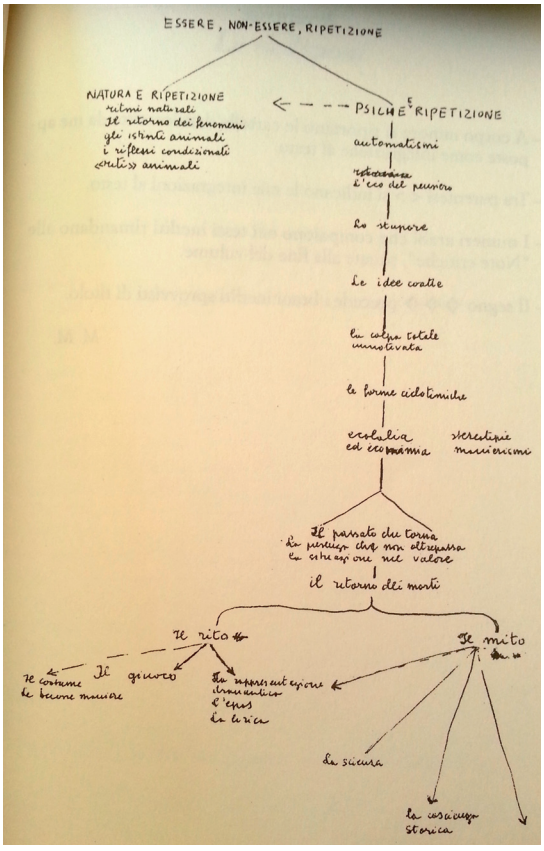


Fig. 2 – Schema tratto da: De Martino E.; 1995: *Storia e metastoria. I fondamenti di una teoria del sacro,* Argo Editore, Lecce.

Ritornando a de Martino, secondo il filosofo italiano, a caratterizzare il comportamento dei primitivi ogni qualvolta ci si trovi dinanzi al rischio di non esserci, ossia, dinanzi al rischio della *fine del mondo* e dell'uomo è la *ripetizione* (Fig. 2). Ripetizione di cosa? Di certi episodi critici (la prima catastrofe, la prima caccia, la prima pesca, il primo parto) o di certi passaggi critici, come il passaggio dal caos al cosmo. Questa serie di atti o di episodi, hanno valore di *archetipi*, ossia, di modelli, di atti esemplari, anche slegati dalla religiosità, che vengono ripetuti per la sopravvivenza, hanno cioè un carattere protettivo in quanto rendono possibili una serie di operazioni di difesa della presenza rispetto ai momenti critici: «la ripetizione rituale opera in funzione di ripresa e di reintegrazione, rispetto agli episodi critici possibili, al negativo della esistenza attuale o futura, la ripetizione rituale opera in funzione di occultamento o di attenuazione della storicità del divenire, in modo da

attraversare i momenti critici possibili come se fossero già stati attraversati con l'esito desiderato: onde si sta nella storia "come se" non ci si stesse» (de Martino, 1995, p. 148).

Tutto ciò comporta un processo, definito da de Martino processo di *destorificazione mitico-rituale*, termine tecnico utilizzato dallo studioso italiano per indicare la sospensione, l'abolizione della storia, attraverso il dispositivo o simbolo mitico-rituale: «La destorificazione di un momento critico dell'esistenza è, innanzitutto, il "mito" di tale momento. In secondo luogo è possibilità di ripetere il mito tutte le volte che quel determinato momento critico si presenta; è cioè rito» (ivi, p. 123). In *La fine del mondo*, de Martino definisce l'utilizzo di questo dispositivo da parte dei primitivi come un «comportamento che riconduce sempre di nuovo il "questa volta" storico ad "una volta" metastorica, che è anche "una volta per sempre"» (de Martino, 1977, p. 378). Il *questa volta* è l'evento contingente, l'*hic et nunc* rappresentato dal momento critico (per esempio la inondazione, il maremoto o l'eruzione vulcanica) che viene fatto ritornare all'*una volta per sempre*, ossia alle origini di quell'evento che fu per la prima volta fondato e risolto, ad opera non di uomini, ma di numi, riassorbendo la proliferazione dei momenti critici nella iterazione di una realtà metastorica sempre identica a se stessa. A questo proposito de Martino commenta alcuni dati riportati da Helmut Preti facendo riferimento alla credenza in Ungud, ossia, nel mito del serpente-arcobaleno presso alcune tribù degli indigeni australiani del Kimberley: «Ungud, mitico serpente-arcobaleno, ha il suo *camp* nella terra o nel profondo di cave d'acqua. Creatrice del mondo, origine di tutto ciò che sulla terra vive e cresce, essenza numinosa unitaria che all'inizio dei tempi fece sorgere il mondo dal caos originario, trasse dalla terra gli esseri viventi ovvero con la pioggia li inviò sulla terra. [...], Ungud al tempo della pioggia fa fluire l'acqua nell'alveo dei fiumi e nei *creeks*. Si erge al cielo come serpente-arcobaleno colorato per divorare le piogge, cioè farle finire» (de Martino, 1977, p. 376).

L'esempio che abbiamo appena riportato del mito di Ungud, rappresentato dal serpente-arcobaleno, presso gli indigeni del Kimberley, ha al suo centro l'azione rituale. Se i riti non sono eseguiti allora Ungud, essenza numinosa, forza operante per il bene, manda tutte le catastrofi distruttive delle inondazioni e della pioggia, facendo precipitare il mondo nel disordine e nel caos. A caratterizzare queste culture è l'idea che il mondo sia sostenuto da questi comportamenti esemplari, che consentono di allontanare il disordine, nell'esempio appena citato rappresentato dal rischio dell'inondazione nella stagione delle piogge, mediante un fare rituale che riassorbe sempre il "questa volta storico", ossia, l'accadere, nell'"una volta per sempre", ossia, nel modello mitico, in un ordine metastorico, fondato in *illo tempore* e garantito da una forza: «Per una collettività che vive di caccia e di raccolta, in un paese in cui i mezzi di sussistenza dipendono in larga misura dalla stagione delle piogge e del rapido riapparire della vegetazione dopo un lungo periodo di siccità, in un regime di esistenza, in cui l'acqua sia come pioggia fecondante che come fonte dissetante, sta al centro delle possibilità esistenziali, si comprende come l'ordine sia rappresentato dal serpente-arcobaleno: una immagine che unisce in un modo emozionale altamente pregnante il cielo da cui cade la pioggia e la terra nel momento in cui la pioggia cessa e la vegetazione si appresta ad esplodere. Questa immagine esclude, [...], sia la siccità che l'inondazione: e opera questa esclusione in quanto è un ordine metastorico, fondato *in illo tempore* e garantito da una forza che, al tempo stesso, siede nel cristallo del cielo, [...]. Senza dubbio l'ordine storico è molto più problematico, vi può essere siccità o inondazione, le piante possono inaridirsi e gli animali essere in penuria oltre il limite stagionale: ma questa vicenda reale diventa sopportabile e attraversabile nella misura in cui la storicità è occultata, mascherata, esclusa dalla coscienza culturale dominante» (de Martino, 1977, p. 378).

La misurazione del nesso mitico-rituale secondo la ripetizione dell'*arché*, ossia di quel *quid* da cui hanno inizio e derivano tutte le cose, dominante nel mondo primitivo è stata tentata anche dal filosofo di origine rumena e francese d'adozione Mircea Eliade (1907-1986), il maggior storico, teorico e filosofo del rito e dell'esperienza religiosa come esperienza antropologica, nel testo *Il mito dell'eterno ritorno. Archetipi e ripetizioni* (Eliade, 1949). Ma contrariamente ad Eliade che considera la ciclicità e la ripetizione come lo statuto, la verità del tempo umano,

de Martino va in un'altra direzione rispetto a quella di Eliade, considerando la ripetizione episodica, ossia come il rimedio nei momenti critici dell'esistenza in cui, cioè, vi è una rottura fra il piano metastorico e quello storico. È in questi momenti di crisi che le società primitive o arcaiche sentono la necessità di ripetere certi discorsi, certi fatti o episodi della vita di altissimo significato individuale e sociale, la prima caccia, la prima tempesta, la prima eruzione vulcanica, il primo maremoto, che costituiscono una sorta di modello, di archetipo.

La possibilità del rito come ripetizione di un modello mitico permette all'uomo primitivo di risalire la china, di oltrepassare una certa situazione critica, non sul piano mondano o profano, ma su quello mitico-rituale, ossia, su un certo piano del già accaduto nella metastoria non per opera di uomini ma di numi, per poi ricominciare da capo, ancora una volta. Il nesso mitico-rituale, dunque, *riattiva*, riprende l'esperienza storica, ma prima di ogni altra cosa *destorifica*, sospende, mette fra parentesi la storia, ripristinando e restaurando una condizione antica, una situazione di partenza che abbiamo abbandonato. Ma perché attraverso la ripetizione mitico-rituale si sospende o si abolisce la storia? Perché colui che ripete l'archetipo non ritiene di imitare un certo momento storico, qualcosa che avvenne allora ma è una simultaneità, una contemporanea identificazione con quel tempo, ripristinando quell'*illud tempus*, molto simile al fenomeno del *déjà vu*, del già vissuto, in cui si è padroneggiati dal rivivere un momento passato. Si tratta di una tendenza umana, per cui si tende a ricordare un evento storico non in quanto compiuto da x o y ma in quanto esempio di un evento, in quanto esemplarità. Si tratta di modelli positivi a tutto tondo che vengono ripresi, ripetuti nei momenti critici dell'esistenza, quando ci si trova dinanzi ad un mutamento, collocando colui che ripete nello stesso tempo originario in cui è situato il prototipo o modello. Non si tratta, dunque, semplicemente di un rimando ma di un'insidiarsi nel luogo dell'origine. Questi momenti sono definiti da de Martino *critici*, in quanto si tratta di situazioni limite in cui si rischia di perdere la presenza. Si tratta di situazioni di particolari sofferenze e privazioni, come per esempio la situazione luttuosa, o il corso di una guerra, di una carestia, di una catastrofe. In questi momenti, la situazione limite – all'inizio del paragrafo si è fatto riferimento per esempio alle esperienze di catastrofi naturali presso alcune tribù indigene di Namatanai e delle isole Caroline – può essere *ierofanizzata* ossia ricondotta alle origini, *ab illo tempore*: «Il momento critico dell'esistenza perché rivela alla presenza il mutamento, sia che si tratti di un mutamento in cui la presenza è chiamata a determinare (per. es. l'uccisione della fiera), sia che si tratti di un mutamento che si annunzia senza che la presenza possa determinarlo (per. es. la tempesta), sia che si tratti di un mutamento irrevocabile dinanzi a cui la presenza viene posta (per. es. il cadavere). La storia nei momenti critici, si rivela attraverso la carica affettiva che li impone alla presenza» (de Martino, 1995, p. 113).

Il momento critico impone, cioè, una *decisione*, un pronto adattamento alla realtà: il cacciatore davanti alla fiera, l'agricoltore davanti alla tempesta, ecc. Il dispositivo della decisione umana è spesso collegato al rischio[1]. Il *decidere*, la cui etimologia rinvia alla parola latina *de-caedere*, ossia, "tagliare via", che risuona anche nei termini contemporanei "troncare", "interrompere", è un'umile mossa o operazione adattativa all'ambiente, alla società che è necessaria alla nostra sopravvivenza e che non ha nulla a che vedere con il libero arbitrio. Senza "troncare", "interrompere", "tagliare corto", l'animale che ha linguaggio non riuscirebbe a sopravvivere ma sarebbe perso a se stesso e al mondo. Ecco che al cospetto di un momento critico che questa incertezza eccessiva, esorbitante di cui siamo preda quando ci troviamo dinanzi ad un rischio o momento critico "in cui sembra che non ci sia più nulla da fare", l'uomo sviluppa una serie di strategie pratiche necessarie per interrompere l'illimitato che turba la nostra vita e che ci impedisce di agire, chiamato dai greci *ápeiron* (ἄπειρον). Le principali sono la funzione di destorificazione dei miti e quella dei riti delle società primitive, definita da de Martino tecnica che media la reintegrazione nella storia. Il dispositivo mitico-rituale allontana il rischio, ma non

1 Sul rischio inteso come ciò che è calcolabile ed è sempre collegato al dispositivo di una decisione umana, si veda l'articolo di Andrea Tagliapietra, *Filosofia. Il rischio e il limite*, 2012.

lo elimina, collocandolo sul piano metastorico: «In queste condizioni prende rilievo culturale la protezione mitico-rituale del mondano operare, cioè quel sistema particolare di tecniche che costituiscono la sfera del "sacro", della "magia", della "religione"» (de Martino, 1995, p. 114).

Tra le posizioni teoriche del nostro tempo su questo argomento, ricordiamo il vero lavoro di Paolo Virno (1952), *Ripetizione dell'antropogenesi*, contenuto in *Quando il verbo si fa carne. Linguaggio e natura umana* (2003). A lui va il merito di aver messo in luce come la credenza nelle periodiche distruzioni e rigenerazioni del cosmo, definita da de Martino come "uno degli atteggiamenti umani filogeneticamente più antichi", sia connessa alla configurazione biologica della nostra specie che, essendo priva di istinti specializzati, ha da vedersela con un contesto vitale parzialmente indeterminato, il mondo, per l'appunto, non con un ambiente prevedibile in ogni dettaglio.

Concludendo: il punto che regge la ripetizione è la costituzione biologica della nostra specie, ossia, quell'indole indefinita dell'animale umano, di quella sua infanzia senza fine che va sotto il nome di *neotenia* e che ricorda per certi versi l'antropologia di Herder e quella di Gehlen, importante e valida per capire il modo in cui l'animale umano si adatta al contesto vitale, per capire in che modo l'uomo reagisce dinanzi ad un evento imprevedibile come può essere, per l'appunto, un terremoto. Questa tematica è importante sia per intendere in che modo i primitivi reagivano a tali eventi, attraverso lo sviluppo delle figurazioni di "fine del mondo", la cui evocazione era riservata ai riti, sia per rendersi conto come il tradizionale comportamento mitico-rituale di corrobori del mondo non siano esclusive delle società primitive ma risuonano, oggi, nella vita quotidiana delle società contemporanee ogni qualvolta ci si trovi dinanzi ad un rischio, rivivendo l'intreccio tra la perdita della presenza e il suo periodico riscatto.

Nel prossimo paragrafo affronteremo il problema della percezione del rischio, in particolare del rischio sismico, legato non più ad un orizzonte divino o soprannaturale di salvezza, indagando sul concetto stesso di digitale. Nell'era delle nuove tecnologie, l'uomo affronta il problema della percezione del rischio sismico senza l'aiuto di forze soprannaturali come mediatrici, senza doverlo fare in nome di Dio (Tab. 1).

La percezione del rischio sismico nell'era digitale postmoderna. Ogni giorno un numero sempre crescente di persone utilizza un personal computer, uno smartphone o un tablet per i motivi più disparati: lavoro, notizie, socializzazione, svago; Internet permette di interagire con

Tab. 1 - Tecniche utilizzate nelle culture arcaiche e nell'era digitale postmoderna per la percezione del rischio. Mantenendo saldamente la distinzione fra pratiche magiche primitive e mentalità postmoderna, è possibile porre un paragone: in entrambi i casi sia il momento del rischio, sia il riscatto da tale rischio si inserisce nella vita culturale, quella del mondo magico nelle società primitive e quello del mondo digitale o dei social network nella società contemporanea. In entrambi i casi si tratta di un dramma storico a carattere pubblico, collettivo.

Tecniche utilizzate nelle culture arcaiche per la percezione del rischio	Tecniche utilizzate nell'era digitale per la percezione del rischio
Tecnica di destorificazione mitico-rituale.	Tecniche della cartografia partecipativa.
Tecniche magiche per produrre la condizione di trance, come ad esempio tecniche che si basano sull'utilizzo di narcotici o sostanze tossiche.	Tecniche di comunicazione come ad esempio l'utilizzo di social network o SMS.
Tecniche magiche che si basano sulla musica o sulla danza, come il tambureggiare o le cantilene monotone.	Segnalazione tramite dispositivi mobili che dispongono di un'antenna GPS.
I digiuni.	Segnalazione tramite personal computer o Smartphone con sistema operativo Android o iOS.
Le astinenze.	Segnalazione tramite tablet.

altre persone o di raccogliere informazioni su qualsiasi argomento in qualunque momento e da qualunque luogo, ed è proprio il concetto di mobilità a farla maggiormente da padrone: la diffusione di smartphone negli ultimi anni è cresciuta in maniera talmente elevata che nel 2013 il 90% delle vendite mondiali di telefoni mobili riguarda smartphone con sistema operativo Android o iOS. Contemporaneamente, le prestazioni di tali dispositivi sono cresciute al punto da permettere ad un utente medio di utilizzarli al posto del più classico personal computer per le funzionalità più comuni, come la gestione della posta elettronica e la navigazione web, mentre nello stesso anno il 46% (più di 21.000 persone) degli utenti italiani di Internet ha utilizzato uno smartphone o un tablet. Le persone leggono e commentano notizie, si scambiano informazioni e pareri, specialmente tramite blog e social network, su temi diversi. Non stupisce, quindi, che tutto ciò che è legato al rischio sismico ed ai terremoti sia ricercato ed in voga. Internet, però, è talmente grande da contenere anche informazioni errate e fuorvianti: non si contano blog e siti web che generano informazioni non verificate o false, basate su pseudoscienza, che fanno leva sulla paura e sull'ignoranza per diffondere tali informazioni per tornaconto personale, o, a volte, anche semplicemente per gioco.

Mentre, quindi da un lato le persone sono alla ricerca di informazioni sul rischio sismico, dall'altro la percezione che se ne ha è falsata dalla caoticità delle informazioni che si trovano in rete. Il modo forse più efficace per combattere tale situazione è educare le persone, sia nel particolare ad essere critici ed a verificare quanto si legge, sia nel generale, alla scienza dei fatti. Tale lavoro può e deve essere fatto nelle scuole per i bambini, adolescenti e giovani. Ma come sensibilizzare, invece, gli adulti?

Uno strumento che può essere fondamentale è la partecipazione, ovvero permettere a tutti, tramite canali adeguati, di contribuire attivamente alla raccolta e alla distribuzione di informazioni vere e verificabili. Ad esempio l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) ha fatto suo questo concetto quando ha creato il sito web www.haisentitoilterremoto.it che permette a chiunque di segnalare le proprie esperienze (Fig. 3). Recita la homepage: "Questo sito è nato per monitorare in tempo reale gli effetti dei terremoti italiani e per informare la popolazione sull'attività sismica. La sua realizzazione è resa possibile grazie al contributo di ogni persona che, compilando il nostro questionario macrosismico descrive la propria esperienza. Le mappe dei risentimenti dei terremoti avvertiti dalla popolazione sono elaborate utilizzando i dati dei questionari macrosismici e si aggiornano ogni volta che è compilato un nuovo questionario. Le intensità mostrate (pallini sulla mappa) sono determinate considerando tutte le segnalazioni pervenute da ogni comune. I dati raccolti sono sottoposti ad un filtro automatico di tipo statistico, ma non sono verificati singolarmente. In particolare, le intensità maggiori o uguali al VI grado della scala Mercalli necessitano della verifica sul posto da parte di personale specializzato". Il sito, inoltre, fornisce informazioni anche tramite i social network e rimanda ad un'applicazione specifica per Android che permette di effettuare le medesime segnalazioni ed accedere alle informazioni tramite smartphone e tablet. Il risultato è che le persone si sentono invogliate a partecipare ed inoltre ricevono e distribuiscono informazioni veritiere. Ma è possibile fare un ulteriore e più importante passo su questa strada. La quasi totalità dei dispositivi mobili dispone di un'antenna GPS integrata che permette di rilevarne la posizione con una precisione che in condizioni ottimali può raggiungere il metro, ma la maggior parte dispone anche di un ulteriore insieme di sensori: Giroscopico (lungo i tre assi cartesiani), Accelerometro (lungo i tre assi cartesiani), Geomagnetico (lungo i tre assi cartesiani), Barometrico, Termometrico, Idrometrico, di prossimità ed altri che sono meno comuni e dipendono dall'hardware specifico. In particolare, utilizzando l'accelerometro in congiunzione con il giroscopio è possibile stabilire direzione e velocità di movimento del dispositivo.

Utilizzando tali caratteristiche diventa possibile realizzare una rete di dispositivi mobili in grado di essere utilizzati come strumenti sismografici, da affiancare ed integrare con quelli convenzionali. L'importanza di una siffatta rete è indiscutibile sia a livello nazionale, viste le criticità di cui il territorio italiano soffre a causa degli eventi sismici, sia a livello mondiale;

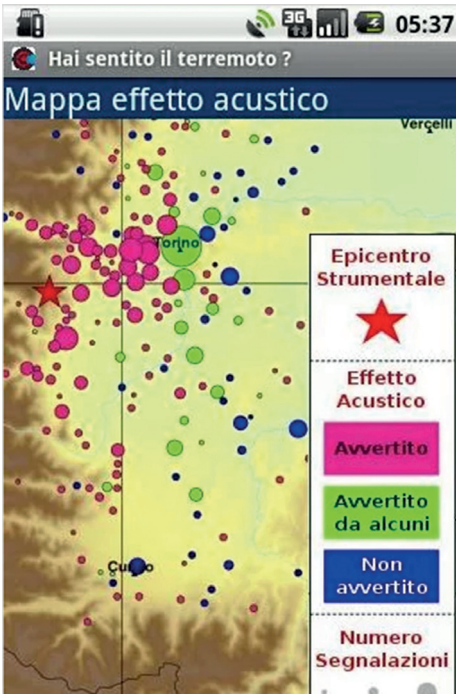


Fig. 3 – Screenshot dell'applicazione per smartphone "Hai sentito il terremoto?". Fonte: www.haisentitoilterremoto.it.

se è vero che i sensori presenti su tali dispositivi non hanno la sensibilità dei sismografi distribuiti sul territorio nazionale, è anche vero che il numero di questi ultimi è estremamente basso. L'INGV ha installato poco più di 100 stazioni sismografiche che costituiscono la Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC). Non si può trascurare la capillarità con cui sono invece presenti i dispositivi mobili, che possono potenzialmente fornire una mole di dati di interesse estremamente elevata. Un'applicazione per dispositivi mobili che implementi tale sistema dovrebbe preliminarmente analizzare le caratteristiche hardware del dispositivo riguardanti la sensibilità del GPS, del giroscopio e dell'accelerometro; in questo modo può assegnare un grado di affidabilità delle rilevazioni effettuate dal dispositivo. Utilizzando quindi algoritmi di data mining atti all'analisi dei movimenti e delle vibrazioni rilevate, tramite analisi dei cluster e degli outliers, può essere creato un modello matematico in grado di identificarne e classificarne le tipologie e successivamente focalizzarsi su quella di interesse, ovvero derivante da eventi sismici. Tali informazioni verranno, quindi, filtrate ed inviate presso un data center predisposto ad uopo, congiuntamente alla posizione ottenuta dal GPS e ad un timestamp temporale opportunamente sincronizzato. I dati così ottenuti potrebbero costituire un'importante fonte di informazioni che potrebbero essere integrate con quelle fornite dalla RSNC, elaborate e utilizzate per aiutare lo studio degli eventi sismici, proprio grazie alla potenziale enorme mole di dati utili. È da sottolineare, inoltre, il fatto che sia i dispositivi mobili, sia i sensori in essi contenuti sono in continua evoluzione tecnologica; quindi, non è da escludere che la sensibilità di tali sensori cresca al punto da poter essere confrontata con quella dei sismografi tradizionali; considerando che, come mostrato precedentemente, la diffusione di tali dispositivi è in crescita, ne consegue che con il passare del tempo, siffatta rete non solo potrebbe diventare sempre più grande, ma anche più precisa ed affidabile, con uno sforzo, sia economico, sia organizzativo pressoché nullo. La partecipazione diventa, pertanto, utile non solo a livello educativo, ma ha anche potenzialità pro-attive, che sono un ulteriore incentivo per la popolazione: sapere di essere parte attiva alla creazione di qualcosa di utile e potenzialmente in grado di salvare vite umane. Del resto, il fatto che vi sia un interesse enorme intorno all'argomento dal punto di vista digitale è testimoniato dall'impressionante quantità di applicazioni che è possibile trovare sugli "store" di applicazioni mobili alla voce "earthquake", ognuna di esse con un numero di installazioni (numero di utenti che hanno installato l'applicazione su un dispositivo) compreso tra le poche centinaia e i milioni. Le funzionalità di tali applicazioni sono diverse e si sovrappongono; alcune permettono di visualizzare mappe storiche degli eventi sismici su scala globale; altre si limitano a avvisare l'utente in tempo reale sugli eventi sismici locali o in altre parti del mondo; addirittura ne esistono molte che guidano l'utente su come comportarsi subito dopo un terremoto o gli permettono di avvisare amici e familiari tramite social network o SMS sul proprio stato di salute. Purtroppo, a rispecchiare il fenomeno descritto precedentemente delle informazioni false circolanti su Internet, esistono anche applicazioni che affermano di poter prevedere terremoti attraverso calcoli matematici effettuati su onde magnetiche, effetti fisici vibrazionali o addirittura astronomici. Le tecnologie informatiche

permettono in maniera molto efficace e veloce di informare sul rischio sismico, seguendo anche i presupposti della neogeografia (Goodchild, 2007; Turner, 2006). Essa si pone l'obiettivo di abbattere la distanza tra produttori di sapere geografico ed utilizzatori grazie, appunto, alle nuove tecnologie informatiche. La neogeografia punta sulla partecipazione alla produzione cartografica per garantire la consapevolezza di ogni comunità nell'uso dei dispositivi culturali che le caratterizzano. La svolta è possibile grazie alle innovazioni tecnologiche, che richiedono competenze molto inferiori rispetto al passato per essere utilizzate. La semplificazione della produzione cartografica permette la moltiplicazione delle agenzie che producono sapere, generando una molteplicità di interpretazioni possibili dello stesso luogo, in cui acquistano spazio comunità che prima erano estromesse dalle raffigurazioni ufficiali. Questo meccanismo è una sorta di mappa mentale collettiva e uno strumento prezioso per gli studi spaziali che utilizzano le tecniche della cartografia partecipativa; inoltre, può tradursi anche in strumento di democrazia partecipativa o, piuttosto, di cittadinanza attiva, oppure, addirittura di scienza partecipativa. Infatti, questo strumento potrebbe essere utile anche ai fini della percezione dei terremoti e per conoscere le reazioni di giovani ed adulti quando si verifica un evento sismico.

Bibliografia

De Martino E.; 1977: La fine del mondo. Contributo alle analisi delle apocalissi culturali, Einaudi, Torino, 2002.
De Martino E.; 1995: Storia e metastoria. I fondamenti di una teoria del sacro, Argo Editore, Lecce.
Eliade M.; 1949: Le mythe de l'éternel retour. Archétypes et répétition, Gallimard, Paris (trad. it. 1989; Il mito dell'eterno ritorno, ed. Borla, Roma, III ed.).
Frazer J. G.; 1911: The Golden Bough. A Study in Magic and Religion, trad. it. 2012: Il ramo d'oro. Studio sulla magia e la religione, Editore Boringhieri, Torino.
Goodchild, M. F.; 2007: Citizens as sensors: The world of volunteered geography, GeoJournal, 69, 211–221.
Turner, A. J.; 2006: Introduction to Neogeography, O'Reilly Media Inc., Sebastopol.
Virno P.; 2003: Quando il verbo si fa carne. Linguaggio e natura umana, Bollati Boringhieri, Torino.

Sitografia

is.pearson.it/magazine/filosofia-il-rischio-e-il-limite/;
www.haisentitoilterremoto.it;
www.ingv.it.

RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO: ASSUNZIONE DEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA E DELLA CONDIZIONE LIMITE DI EMERGENZA NEGLI STRUMENTI URBANISTICI COMUNALI – L'ESPERIENZA DEI COMUNI DI PAVULLO NEL FRIGNANO E LAMA MOCOGNO

G. De Luca[1], L. Del Maschio[2], F. Manelli[1], E. Pattuzzi[1]
[1] Comune di Pavullo nel Frignano (MO)
[2] Geologo libero professionista

Scopo e conduzione del lavoro. Il recepimento di metodologie e norme orientate alla riduzione del rischio sismico nella pianificazione urbanistica di competenza dei Comuni è un fatto recente, successivo al PTCP2009 della Provincia di Modena ed alle disposizioni della Regione Emilia-Romagna del 2007-2008. A seguito degli eventi sismici del 20 e 29 maggio 2012 questo tema ha purtroppo mostrato tutta la sua severità nella parte emiliana del territorio regionale e nel modenese in particolare, avendo interessato con effetti di diversa gravità, ben 18 dei 47 Comuni della Provincia di Modena, dei quali 9 hanno registrato intensità macrosismica (IMCS) maggiore o uguale a 6. Appare quindi evidente l'assoluta necessità di adottare strategie cogenti volte ad un'efficace riduzione del rischio sismico, aumentando i livelli complessivi di sicurezza, per contenere danni alle persone ed alle cose, come pure essere preparati ad

una efficace gestione dell'emergenza; gli studi di Microzonazione Sismica e l'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza rappresentano appunto due di queste strategie.

Il Comune di Pavullo nel Frignano, consapevole che la conoscenza del territorio è un requisito indispensabile per un'effettiva opera di prevenzione, anche ai fini della riduzione del rischio sismico, ha colto l'opportunità dei contributi pubblici per la redazione degli studi di microzonazione sismica di cui all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei ministri n. 4007/2012, per integrare i propri strumenti di pianificazione e programmazione urbanistica con studi ed analisi specifiche.

Il Comune di Pavullo è rientrato nell'elenco degli enti ammessi ai contributi assegnati con delibera di Giunta Regionale dell'Emilia Romagna n.1302/2012; il livello di approfondimento dello studio di microzonazione sismica (MS) effettuato è il livello 2, corredato anche dell' analisi della Condizione Limite dell'Emergenza (CLE); il cofinanziamento è subordinato all'impegno del Comune ad assumere gli esiti della MS nel proprio Piano Strutturale Comunale, come espresso con deliberazione di Giunta comunale n. 56 del 30.06.2012.

Conduzione del lavoro e sinergie tra enti. La redazione degli studi di Microzonazione e le Analisi della Condizione Limite di emergenza è avvenuta attraverso un percorso unitario e coordinato, attuato dalle Amministrazioni Comunali di Pavullo nel Frignano e Lama Mocogno, anche quest'ultimo destinatario di contributi pubblici di cui al medesimo atto deliberativo regionale e per analogo livello di approfondimento.

I comuni di Pavullo nel Frignano e Lama Mocogno si caratterizzano per omogeneità geomorfologica oltre che per contiguità territoriale; entrambi i comuni risultano dotati di strumenti urbanistici di recente formazione (Piani strutturali) adeguati alla L.R. 20/2000.

Il percorso attuato si è distinto solo nella fase iniziale della selezione del professionista per gli specifici studi di MS, dove ogni amministrazione ha proceduto singolarmente all'espletamento delle procedure per la selezione ed affidamento dell'incarico.

Entrambe le amministrazioni hanno scelto di indirizzare tutte le risorse economiche (finanziamento - confinanziamento) verso gli studi di MS mentre le anali relative alla CLE sono state svolte da personale interno alle singole Amministrazione Comunali con un lavoro trasversale a diversi settori dei singoli enti e che ha coinvolto i Servizi Edilizia-Urbanistica, Lavori Pubblici e Protezione Civile.

L'intera attività è stata realizzata con la preziosa collaborazione del "Servizio Pianificazione Urbanistica Territoriale e Cartografica" della Provincia di Modena, sulla base di un accordo di collaborazione convenuto alla fine del 2012 e con la regia della Regione Emilia-Romagna.

L'accordo di collaborazione attiene ai seguenti oggetti specifici:

- redazione della cartografia di Piano e delle norme urbanistiche di entrambi i Comuni ad integrazione dei vigenti PSC, sulla base degli esiti degli Studi di Microzonazione Sismica realizzati in conformità alla citata DGR 1302/2012, ai fini del loro adeguamento;
- coordinamento generale sulle attività previste dalla DGR 1302/2012 e con particolare riguardo alla informatizzazione dei dati derivanti dall'analisi della Condizione Limite di Emergenza (CLE) da parte dei Comuni di Pavullo nel Frignano e di Lama Mocogno.

La collaborazione tra Enti, che ha colto le opportunità dell'art.15 della legge regionale 20/2000, "Disciplina generale sulla tutela e l'uso del territorio", testimonia l'esempio concreto di positive sinergie tra differenti livelli istituzionali in cui sono state valorizzate competenze, professionalità, tecnologie e risorse strumentali presenti nella pubblica amministrazione, assicurando un efficace controllo della qualità dei prodotti e realizzando significative economie di scala che hanno ridotto tempi e costi della pianificazione urbanistica comunale.

Gli esiti di tali studi sono stati resi pubblici ed illustrati nell'ambito di un incontro pubblico aperto a tutti i cittadini, liberi professionisti, associazioni ed organizzazioni politiche, sociali ed economiche del territorio.

Gli studi di Mcrozonazione Sismica. Lo studio di Microzonazione Sismica (MS) comunale è stato articolato in due fasi distinte: la prima fase, prettamente qualitativa, è servita per definire

gli scenari di pericolosità sismica locale, identificando le parti di territorio suscettibili di effetti locali (amplificazioni del moto sismico, instabilità dei versanti, ecc.). L'individuazione delle aree soggette ad effetti locali si è basata su rilievi, osservazioni e valutazioni di tipo geologico e geomorfologico, svolti a scala territoriale, associati a raccolte di informazioni già esistenti alla scala comunale. Tale analisi è stata svolta prevalentemente mediante l'elaborazione dei dati pregressi disponibili, integrati a misure speditive di microtremori di sismica passiva. La definizione di primo livello è stata effettuata sull'intero territorio comunale ed ha portato all'individuazione delle aree suscettibili di effetti locali o delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS); la definizione di primo livello consente quindi di definire gli ambiti in cui si ritiene necessario effettuare indagini ed analisi di microzonazione sismica e i livelli di approfondimento ritenuti necessari.

La seconda fase ha riguardato la microzonazione sismica del territorio urbanizzato e /o suscettibile di urbanizzazione considerando un congruo intorno agli ambiti individuati per lo studio ed ai principali corridoi infrastrutturali. Lo studio ha fornito dati quantitativi sull'amplificazione del moto sismico in superficie ed ha permesso la suddivisone, della parte di territorio più vulnerabile, in zone a comportamento equivalente in occasione di sollecitazione sismica. Il lavoro è stato completato da carte di sintesi e da specifiche norme, volte alla riduzione del rischio sismico, al fine di poter essere inserite nel livello pianificatorio urbanistico comunale, il Piano strutturale comunale, per orientare le scelte della corretta pianificazione verso aree caratterizzate da minore pericolosità sismica e costituire anche la base di riferimento per la progettazione edilizia.

Dal punto di vista degli elaborati cartografici a corredo dello studio di microzonazione sono stati elaborati i seguenti prodotti:

- carta delle indagini: in cui sono indicate le prove pregresse e quelle di nuova esecuzione, classificate sulla base della tipologia e della profondità raggiunta;
- carta delle frequenze naturali dei terreni: ottenuta mediante indagini di rumori ambientali (microtremori) a stazione singola con tecnica HVSR. I dati ottenuti dalle elaborazioni di tali indagini, attraverso l'analisi dei rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e la componente verticale dello strumento, consentono di definire le modalità di vibrazione del terreno ed individuare sia la frequenza di risonanza fondamentale (valore f0) che l'ampiezza (A) dei rapporti spettrali in corrispondenza delle frequenze individuate;
- carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica: riporta tutte le informazioni di base (geologia, geomorfologia, caratteristiche litotecniche, geotecniche ed idrogeologiche) derivanti da informazioni esistenti desunte dalla banca dati della Regione Emilia-Romagna ed in possesso del Servizio Geologico Regionale, da ulteriori studi effettuati a livello del territorio comunale in fase di formazione dei vari piani urbanistici comunali e dallo studio elaborato. Questi dati sono stati necessari alla definizione del modello di sottosuolo per l'intero territorio comunale e propedeutici per la definizione in chiave sismica degli effetti attesi al suolo;
- carta delle velocità delle onde di taglio s (vs): rappresenta la sintesi delle velocità delle onde di taglio con indicazione per ogni punto di misura di: tipo di prova geofisica che è stata effettuata, profondità del substrato H (in m), Vs H (in m/s) nelle aree in cui $H < 50$ m e di Vs30 (in m/s) nelle aree in cui $H > 50$ m;
- carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1): costruita sulla base degli elementi individuati e già riportati nella Carta geologico tecnica per la microzonazione sismica; in funzione delle informazioni rappresentate, la legenda è distinta nelle seguenti parti: zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazioni locali, zone suscettibili di instabilità, forme di superficie e sepolte, tracce di sezione topografica (Fig. 1). In riferimento agli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dip. Prot. Civ. e Conf. delle Regioni e Province Autonome e gli Standard MS (v. 2.0) sono state individuate e delimitate le zone a comportamento equivalente, in occasione di sollecitazione sismica,

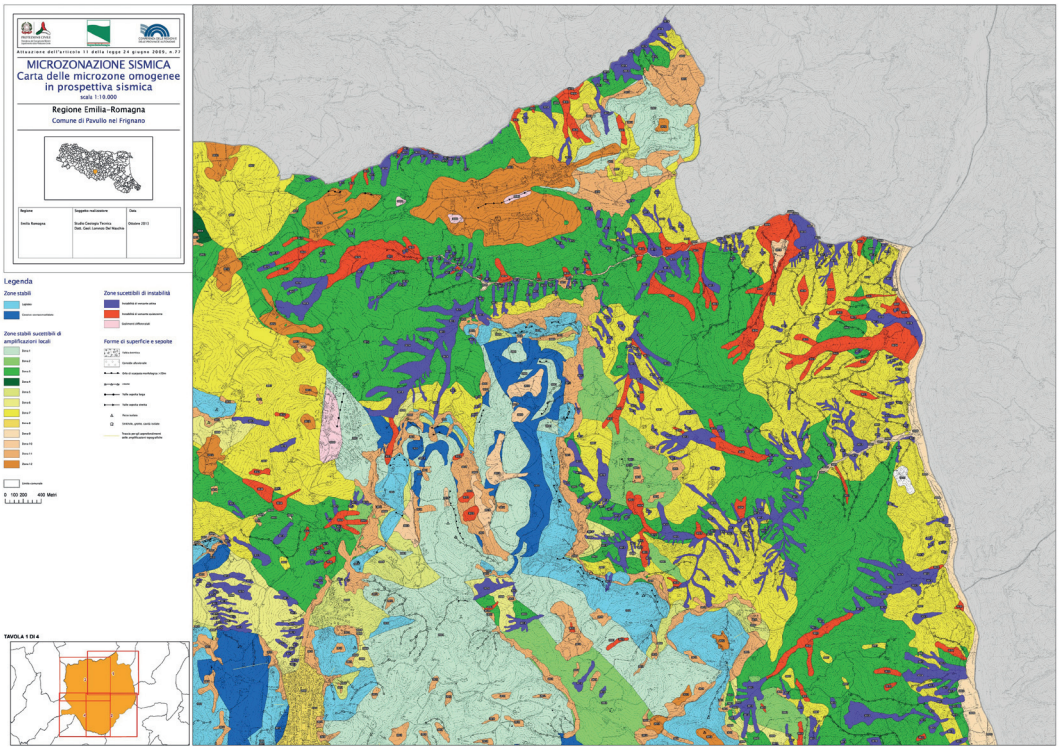


Fig. 1 – Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica.

nelle quali sono da effettuarsi approfondimenti di indagini ed analisi per la microzonazione sismica ed i livelli di approfondimento che competono alle condizioni di pericolosità di detti ambiti;

- carta di microzonazione sismica (livello 2 e 3): gli sviluppi delle aree oggetto di microzonazione sismica di secondo livello di approfondimento individuano aree a comportamento sismico equivalente, attribuendo alle stesse indici quantitativi che definiscono, in base alle condizioni stratigrafiche e topografiche, l'amplificazione sismica attesa (Tr = 475 anni; ζ = 5%). La carta di microzonazione sismica assegna ad ognuna delle microzone individuate valori dei Fattori di Amplificazione (F.A.), calcolati mediante appositi abachi, predisposti della Regione o dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale. Nello specifico, per il Comune di Pavullo nel Frignano, trattandosi di comune del medio Appennino modenese, gli abachi del Dipartimento di Protezione Civile Nazionale, concepiti esclusivamente per le aree di pianura, non sono utilizzabili, pertanto i fattori di amplificazione sono stati stimati solo in base agli abachi messi a disposizione dalla Regione Emilia-Romagna, che prevedono una serie di dati di ingresso che comprendono il contesto geologico di riferimento, lo spessore di copertura ed il tipo di substrato geologico ed i parametri Vs30 e VsH.

Risultati ottenuti dagli studi di microzonazione sismica. Dall'analisi dei dati emerge immediatamente che i macrodomini geologici che costituiscono la totalità del territorio comunale (la successione epiligure ed il dominio ligure) si possono schematizzare in due grandi famiglie a comportamento sismico differente: una sottofamiglia dei primi rappresentano il cosiddetto "bedrock sismico", caratterizzati da velocità di propagazione delle onde sismiche di taglio prossime e superiori agli 800 m/s nei primi 30 ÷ 40 m del sottosuolo, i secondi invece sono contraddistinti da velocità decisamente più basse (dai 350 ai 550/600 m/s) e pertanto

sono soggetti ad amplificazioni più marcate del moto sismico. La profondità del substrato geologico individuata mediante le analisi realizzate, passa da superficiale a sub/superficiale per i primi ad una profondità media stimata di 10-15 m per i secondi, anche sulla base delle coperture detritiche sovrastanti. Al comportamento del substrato geologico vanno esclusi tutti i fenomeni franosi che sono caratterizzati da comportamenti ben differenti e che richiedono il più alto livello di approfondimento di microzonazione sismica, in quanto possono essere soggetti non solo a fenomeni di amplificazione. Il II livello di microzonazione è stato realizzato sulle aree urbanizzate, aree suscettibili di trasformazione urbanistica e i tratti delle principali reti infrastrutturali; a tal proposito sono state individuate delle finestre di dettaglio nelle quali si è provveduto a realizzare le indagini. Lo studio evidenzia che i fattori amplificativi del moto sismico delle formazioni geologiche appartenenti alla successione Epiligure sono piuttosto contenuti (nulli o bassi) mentre quelli delle litologie appartenenti al dominio Ligure ricadono in un range di parametri ben più ampi e con valori decisamente più elevati a causa sia della natura intrinseca del materiale sia della presenza di estese coperture detritiche.

Fanno eccezione a tutto ciò una porzione dell'abitato di Pavullo e dell'abitato di Sant'Antonio, caratterizzati dalla presenza di sedimenti fluvio-lacustri superficiali che nascondono la presenza di morfologie sepolte nel sottosuolo; a causa di ciò le indagini svolte mettono in evidenza amplificazioni del moto sismico piuttosto accentuate, e pertanto, ai fini di una migliore comprensione del fenomeno, è stato deciso di rimandare tali aree ad approfondimenti di III livello di microzonazione sismica. Analogamente allo studio di III livello di cui sopra ricadono anche tutti i fenomeni franosi che sono stati rilevati e mappati.

Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza e piani di protezione civile. La Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) ha portato ad una sintesi delle funzioni necessarie al sistema di gestione dell'emergenza a seguito di un sisma, affinché gli insediamenti urbani di Pavullo nel Frignano e di Lama Mocogno possano conservare l'operatività della maggior parte delle funzioni strategiche, la loro accessibilità e la loro connessione con il contesto territoriale.

I due comuni si differenziano per diversa ampiezza demografica, distribuzione territoriale degli insediamenti e quindi della popolazione, nonché diverse caratteristiche socio economiche, queste diversità hanno portato ad affrontare un ampio ventaglio di problematiche da valutare in relazione alla vastità territoriale e collocazione in ambito montano. Si pensi ad es. che il Comune di Pavullo n/F ha popolazione pari a quasi 18.000 abitanti e superficie territoriale pari a 144 km^2 mentre il Comune di Lama Mocogno ha una popolazione di soli 2.900 circa abitanti ed una superficie pari a 40 km^2. E' evidente quindi che il centro abitato di Pavullo presenta infrastrutture e funzioni a servizio dell'intero ambito del Frignano, tra cui ospedale ed aeroporto.

Fondamentale è quindi l'analisi del rapporto delle funzioni strategiche, che devono conservare la propria operatività, rispetto al sistema territoriale (connessione) e rispetto al contesto esterno (accessibilità), in relazione a ciò è risultata fondamentale l'analisi critica dei seguenti elementi: la distribuzione delle funzioni strategiche dell'intero territorio comunale, il rapporto con le diverse parti edificate, in particolare rispetto ai centri storici in quanto essi rappresentano i contesti edificati di maggiore vulnerabilità e nel contempo sono spesso le sedi delle principali funzioni pubbliche.

La CLE ha rappresentato un utile strumento di verifica delle aree di emergenza individuate all'interno dei piani di protezione civile dei due comuni.

Il sistema di gestione dell'emergenza è stato quindi analizzato alla luce del comportamento degli elementi fisici, in particolare gli edifici strategici e accessibilità, dei comuni emiliani colpiti dal sisma, questo ha portato ad una ridefinizione delle aree individuate all'interno del sistema degli edifici stesso, andando ad identificare prevalentemente come ES (edifici strategici) i fabbricati di recente costruzione, destinati ad ospitare le funzioni pubbliche, realizzati dopo l'entrata in vigore della normativa sismica. La distribuzione e allocazione delle aree di attesa e ricovero hanno tenuto in debito conto la caratterizzazione territoriale dei due comuni costituita

oltre che da un nucleo centrale "Capoluogo" da una numerose di frazioni e case sparse, per il Comune di Pavullo si è proceduto alla ridefinizione della sede del Centro Operativo Comunale (COC), precedentemente prevista all'interno della sede municipale principale, individuandola all'interno di una struttura in legno posta a ridosso del centro storico ed attraversata da una viabilità in grado di garantire condizioni di efficacia ed efficienza in caso di sisma. Le connessioni tra gli elementi individuati ed il contesto territoriale, sono state definite ponendo attenzione alla minor interferenza dei fabbricati sulla viabilità ed assicurando una opportuna ridondanza dei percorsi. Sono stati analizzati gli aggregati strutturali individuati come interferenti, tale operazione ha permesso di identificare gli edifici che necessitano di una particolare attenzione in sede di eventuali interventi edilizi, in quanto si rende necessario tendere ad un miglioramento delle condizioni di sicurezza per garantire infrastrutture di connessione e accessibilità sempre praticabili dai mezzi di soccorso.

Il percorso unitario e coordinato intrapreso dai comuni interessati ha permesso di effettuare valutazioni su un ambito territoriale più ampio e omogeneo quindi oltre i limiti del confini comunali evidenziando criticità che sarebbero sfuggite in sede di sola analisi comunale. Significativa in questo senso si è rivelata la viabilità di accesso ai centri abitati dei due comuni che ha evidenziato alcuni nodi che potrebbero rivelarsi critici in caso di sisma (viadotti, ponti ecc.).

Il processo di formazione della CLE attuato si può sintetizzare in 4 fasi ben distinte:

1. raccolta della documentazione di base (CTR, PSC, piano di protezione civile);
2. analisi critica del piano di protezione civile anche alla luce di quanto accaduto nelle aree colpite dal sisma;
3. predisposizione delle basi cartografiche;
4. individuazione su cartografia degli elementi delle analisi;
5. sopralluoghi sul campo;
6. completamento delle schede di analisi CLE che contengano i seguenti elementi: edifici strategici (ES), aree di emergenza-ricovero (AE), infrastrutture di accessibilità e connessione (AC), aggregati strutturali (AS) e unità strutturali (US) secondo lo standard ministeriale di rappresentazione ed archiviazione informatica (Fig. 2).

La dettagliata analisi della CLE ha portato quindi alla pressoché completa riformulazione del sistema di gestione dell'emergenza in caso di sisma, operante nei singoli comuni.

Trasposizione degli studi di MS e CLE negli strumenti urbanistici comunali. Gli studi e le analisi compiute costituiscono un supporto fondamentale per tutti gli strumenti di pianificazione urbanistica comunale e per le relative Norme tecniche di attuazione/Regolamenti urbanistici edilizi, al fine di indirizzare le scelte insediative verso le aree a minore pericolosità sismica e/o all'utilizzo di tipologie edilizie a minor vulnerabilità rispetto ai possibili effetti locali e concorrono alla definizione delle scelte di Piano rappresentando un riferimento necessario per la Valutazione di Sostenibilità Ambientale e Territoriale preventiva; forniscono, inoltre, indicazioni sui limiti e condizioni della pianificazione comunale ai fini della riduzione del rischio sismico nell'attuazione delle previsioni urbanistico-edilizie.

Per l'adeguamento agli strumenti urbanistici le Amministrazioni Comunali interessate hanno promosso con la Provincia di Modena la conclusione di un Accordo di programma ai sensi del comma 1-ter dell'art. 40 della LR 20/2000 e s.m. ("Accordi di programma in variante alla pianificazione territoriale e urbanistica") che consente la contestuale partecipazione di tutte le amministrazioni che sono chiamate a svolgere funzioni di governo del territorio rilevanti ai fini di perseguire la sicurezza del territorio stesso.

Gli studi e le analisi sono stati recepiti e coordinati con gli negli strumenti urbanistici comunali approvati e adottai e tradotti in apposite cartografie e normative di piano, in attuazione della pianificazione sovraordinata.

Risultano elaborati di Quadro Conoscitivo gli studi di microzonazione sismica, come di seguito identificati:

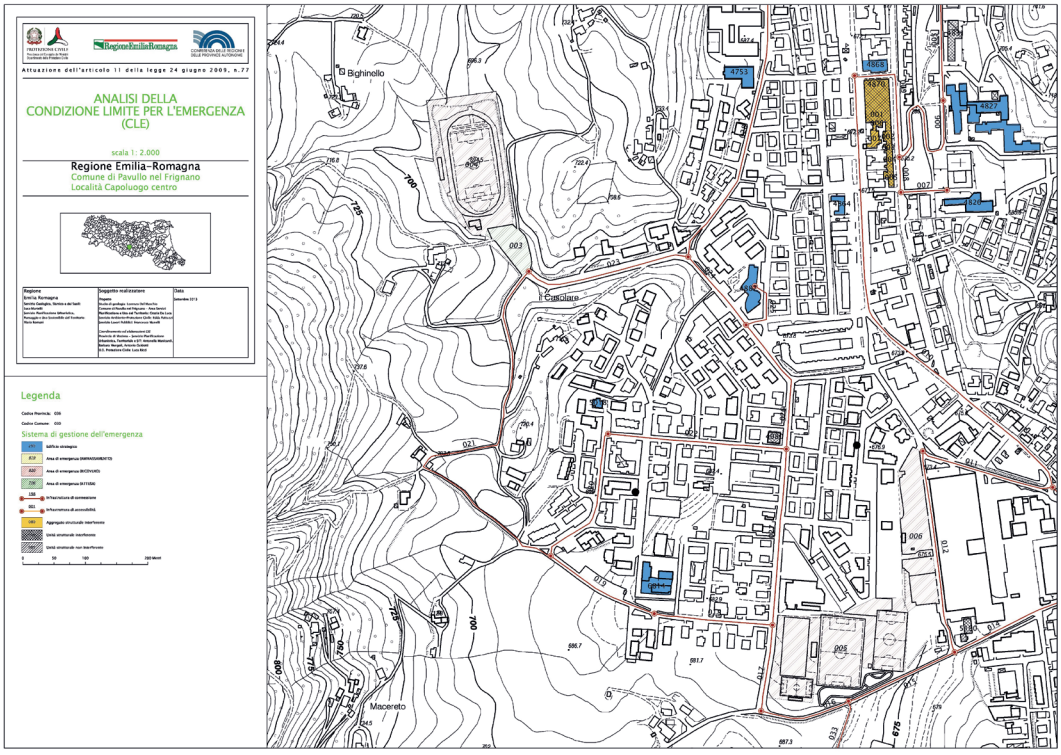


Fig. 2 – Analisi della condizione limite di emergenza, esempio di Pavullo capoluogo.

Relazione illustrativa e le seguenti cartografie:

PRIMO LIVELLO DI APPROFONDIMENTO (SCALA 1:10.000). *Carta delle indagini*; *Carta geologico-tecnica corredata da sezioni geologiche significative*; *Carta delle frequenze naturali dei terreni* e *Carta delle aree suscettibili di effetti locali (MOPS).*

In particolare la suddetta *Carta delle aree suscettibili di effetti locali (MOPS)* delimita le zone a comportamento equivalente in occasione di sollecitazione sismica come: zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazione locali e zone suscettibili di instabilità. Sono altresì riportate forme di superficie, forme ed elementi sepolti ed elementi morfologici che possono amplificare localmente il moto sismico.

SECONDO LIVELLO DI APPROFONDIMENTO (SCALA 1:10.000). *Carta delle velocità delle onde di taglio (Vs)* e *Carta di Microzonazione sismica - Livello 2*.

In particolare la suddetta *Carta di microzonazione sismica - Livello 2,* redatta con riguardo ai soli sviluppi dei centri e delle località elencate al precedente art. 1 punto 3, individua le aree (microzone) a comportamento sismico equivalente definendo, in base alle condizioni stratigrafiche e topografiche locali, l'amplificazione sismica attesa.

Le microzone sono caratterizzate come: zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazione locali e zone suscettibili di instabilità. I valori dei fattori di amplificazione individuati per le microzone (Fx - F.A. PGA, Fy - F.A. IS compreso nell' intervallo 0.1-0.5 s e Fz - F.A. IS compreso nell'intervallo 0.5-1.0 s) evidenziano comportamenti di risposta sismica sensibilmente differenziati in rapporto al contesto geomorfologico di riferimento, allo spessore di copertura ed al tipo di substrato geologico individuato.

In cartografia è altresì indicata la presenza di elementi morfologici quali creste, scarpate e versanti con pendenza maggiore di 15°, in quanto costituiscono, per areali definiti, fattori di amplificazione locale per effetti della topografia (Ft).

Carta della Analisi della condizione limite per l'emergenza in scala 1:15.000 in cui sono identificati gli edifici strategici, le aree di emergenza, le infrastrutture viarie di connessione e di accessibilità al sistema insediativo urbano, nonché gli edifici e gli aggregati strutturali su di esse interferenti.

Costituiscono elaborati di piano strutturale:

- la carta *"Microzonazione sismica I° livello",* in scala 1:10.000, significativa per l'intero territorio comunale, che evidenzia le parti in cui sono prescritti approfondimenti di secondo e terzo livello;
- la carta *"Microzonazione sismica II° livello",* in scala 1:5.000, significativa entro gli sviluppi, che evidenzia le parti in cui sono prescritti approfondimenti di terzo livello e in cui sono indicati i fattori di amplificazione;
- le *Norme per la riduzione del Rischio sismico*.

Tali studi sono resi fruibili agli operatori territoriali anche su applicazione Web-Gis.

Riconoscimenti. Si ringrazia per il coordinamento generale del presente lavoro: Antonella Manicardi ed Amelio Fraulini del Servizio Pianificazione urbanistica, territoriale e cartografica della Provincia di Modena. Si ringraziano inoltre per la preziosa collaborazione: Giuliano Tazzioli del Comune di Lama Mocogno, Barbara Mengoli e Antonio Guidotti dell'Ufficio S.I.T della Provincia di Modena, Luca Ricci del Servizio Protezione civile della Provincia di Modena, Maria Romani Pianificazione urbanistica, paesaggio e uso sostenibile del territorio e Luca Martelli del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, Ida Aquino e Ivan Fiorentini Comune di Pavullo e Marco Gianelli tirocinante.

Bibliografia

Boccaletti M., Martelli L. – AA.VV.; 2003: Carta sismotettonica della Regione Emilia Romagna. S.E.L.C.A. Firenze

Bosellini A., Mutti, Ricci Lucchi F.; 1989: Rocce e Successioni sedimentarie UTET.

Deliberazione dell'assemblea Legislativa della Regione Emilia-Romagna n.112 del 2/5/2007 – Approvazione dell'atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art.16 comma 1, della L.R. 20/2000 per "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica". Boll. Uff. Reg. Emilia- Romagna n.64 del 17/05/2007.

DGR 1302/2012. Deliberazione della Giunta Regionale n. 1302 del 10/09/2012 – Approvazione dei criteri per gli studi di microzonazione sismica ed assegnazione e concessione dei contributi di cui all'OPCM 4007/2010 e s.m.. Boll. Uff. Reg. Emilia-Romagna n. 195 del 26/09/2012.

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.

Locati M., Camassi R., Stucchi M. (a cura di); 2011: - BDMI11, versione 2011 del Database Microsismico Italiano. Milano,

Meletti C., Valensise G.; 2004: Zonazione sismogenetica ZS9-App. 2 al rapporto Conclusivo. In: "Gruppo di Lavoro MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCm 3274 del 20 marzo 2003 ". Rapporto per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.

Note illustrative della carta geologica d'Italia (2002) alla scala 1:50.000, foglio 236 PAVULLO NEL FRIGNANO. ISPRA SGI Enti realizzatori Regione Emilia-Romagna SGSS, a cura di F.Panini, G.Bettelli, M.Pizziolo.

OPCM 3274/2003. Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003: "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica". G.U. n. 155, 08/05/2003, suppl. ord. N. 72.

PERCEPIRE E RAPPRESENTARE IL RISCHIO SISMICO NELL'ANTROPOCENE. CONFRONTO TRA DUE CASI-STUDIO: MOTTAFOLLONE (CALABRIA) E MALTA

F. De Pascale[1], M. Bernardo[1], F. Muto[2], S. D'Amico[3], R. Zumbo[4], P. Galea[3], M. Agius[3]
[1] Dipartimento di Lingue e Scienze dell'educazione, Università della Calabria, Cosenza
[2] Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra, Università della Calabria, Cosenza
[3] Physics Department, University of Malta, Msida, Malta
[4] Freelancer

Introduzione. La Terra, mite ed ospitale per diecimila anni, da circa due secoli è entrata nell'Antropocene, una nuova epoca geologica che si distingue per l'impatto dell'uomo sul clima e sull'ambiente. Secondo Sandro Calvani (2013), è certo che viviamo per la prima volta in un sistema planetario di relazioni tra umanità e natura in cui l'umanità controlla tutte le altre variabili ed è responsabile di tutte le conseguenze. Il genere umano è in grado per la prima volta di distruggere o salvare il suo futuro. Per questi motivi, da alcuni anni, in Italia, sta crescendo l'interesse per la Geoetica (Peppoloni e Di Capua, 2012) che si occupa delle implicazioni etiche, sociologiche e culturali delle Scienze della Terra, ampliando le prospettive e le aspettative delle Geoscienze ed evidenziando il ruolo fondamentale svolto dagli studi geologici e geografici nel trovare soluzioni ai problemi pratici della vita dell'uomo, compatibilmente con la preservazione della natura e del Pianeta. Infatti, l'uomo costituisce sempre parte attiva anche nei fenomeni catastrofici in quanto può fungere da amplificatore del danno e delle dinamiche naturali. D'altra parte, per quanto tali fenomeni risultino solo parzialmente prevedibili, comunque si può intervenire sui parametri del rischio 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. Nell'ambito di ricerca che riguarda la percezione dei rischi naturali, si collocano storicamente gli studi di tipo geografico orientati all'approfondimento degli elementi di natura descrittiva e all'analisi del comportamento sociale di fronte al verificarsi di rischi naturali generati da fonti assunte date ed esogene (Gatto e Saitta, 2009). In tale contesto, è stato somministrato un questionario agli studenti della secondaria di primo grado di Mottafollone, in provincia di Cosenza, nell'area del Pollino, che costituisce un'area sismicamente attiva, e nell'isola di Malta, che costituisce, invece, un'area di bassa-moderata pericolosità sismica in cui la consapevolezza del rischio sismico non è culturalmente solida. Le isole maltesi hanno, tuttavia, risentito storicamente di una serie di terremoti, i cui epicentri furono in Sicilia orientale, nel Canale di Sicilia o nell'Arco Ellenico. Alcuni di questi terremoti hanno prodotto notevoli danni.

Una sequenza di migliaia di piccoli e moderati terremoti si è verificata nella primavera del 2010 nell'area del Pollino. Il terremoto più forte (ML 5.0 secondo l'Italian Seismological Instrumental and parametric Database [ISIDE], http://iside.rm.ingv.it) è stato registrato il 26 ottobre 2012 e il danno prodotto nell'area dell'epicentro fu corrispondente ad un'intensità massima di 6 sull'European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98) nelle località di Mormanno, Campotenese e Piano Incoronata. A causa di questo terremoto, migliaia di persone sono state evacuate dalle loro case ed interventi di emergenza sono stati effettuati dalle istituzioni competenti. Questi terremoti hanno ulteriormente stimolato l'attenzione e gli sforzi degli operatori civili della difesa e dei ricercatori verso questa particolare crisi sismica.

Nelle isole maltesi sono avvenuti diversi terremoti nel passato e pochi, tuttavia, hanno causato danni. Nella storia recente un terremoto di magnitudo 4.1 ha colpito Malta domenica 24 aprile 2011 13:02 GMT ed un altro, di magnitudo 4.1, si è verificato a pochi chilometri a sud dell'arcipelago il 21 maggio 2014 alle ore 04:13 GMT. Entrambi gli eventi possono essere considerati parti di sciami sismici che hanno prodotto diverse scosse avvertite dalla popolazione dell'isola.

Metodologia. Il presente lavoro analizza i risultati relativi a sessantuno questionari compilati dagli studenti della scuola secondaria di primo grado dell'isola di Malta e di Mottafollone,

Comune italiano situato nell'area del Pollino. Quest'ultimo Comune è classificato nella zona 2 della mappa di pericolosità sismica predisposta dal Dipartimento di Protezione Civile (www.protezionecivile.gov.it).

In tal modo vengono evidenziate le conoscenze effettivamente possedute relative ai comportamenti da adottare in caso di evento sismico, le reazioni durante e post-terremoto e le percezioni del rischio sismico legate all'età, all'esperienza, alle zone di provenienza, le analogie e le differenze di percezione dei terremoti in aree diverse. I dati raccolti saranno utili a progettare ed a realizzare nuovi strumenti informativi attraverso cui gli studenti diventano i veri "volontari dell'informazione geografica" rispetto ai rischi naturali come il terremoto, contribuendo a potenziare la resilienza del territorio. Le istituzioni locali potranno così prendere visione delle informazioni relative alle percezioni dei fenomeni sismici da parte degli individui e farne tesoro ai fini di un'efficiente pianificazione ambientale e prevenzione.

La percezione, presente in tutte le attività umane, è stata studiata per lungo tempo dagli psicologi. La conoscenza del mondo dipende dai sensi e dagli stimoli che influenzano questi sensi. Ma nella maggior parte di questi lavori, l'ambiente non umano è trascurato, mentre il geografo desidera conoscere i rapporti uomo-ambiente, vedere come la cultura e l'esperienza influenzano la percezione e chiarire i processi di creazione dell'immagine urbana. Per integrare le ricerche degli psicologi in un contesto geografico, Kirk (1963) propose di dividere l'analisi dell'ambiente in due branche: l'ambiente oggettivo e l'ambiente del comportamento. Il primo tema tratta del mondo fisico modificato dagli insediamenti umani, mentre il secondo tema tratta dei fatti psico-fisici. L'interpretazione della realtà si schematizza sotto la forma delle relazioni evidenziate nello schema. È necessario in un primo tempo studiare le relazioni ambiente-immagini e individui-immagini, prima di trattare dei legami tra immagine e comportamento. Bordessa identifica quattro direzioni di ricerca che corrispondono allo schema precedente: percezione dell'ambiente; attitudini e risposte all'ambiente; preferenze spaziali; percezione e comportamento (Bailly, 1975).

All'interno degli studi di geografia della percezione un posto rilevante è occupato dall'analisi del comportamento umano di fronte a catastrofi. Per alcuni studiosi essi occupano addirittura un posto a parte, con criteri di analisi propri e uno specifico ambito di ricerca. La diversità è sottolineata dal fatto che in questo caso l'interdisciplinarità si realizza tra studiosi di scienze fisiche e di scienze sociali e non solo fra i ricercatori di scienze sociali, come è solito (Bianchi, 1987). Usualmente gli studi sulla percezione delle catastrofi (hazard perception) vengono suddivisi fra due principali filoni: studi sul *natural hazard*, cioè sul fenomeno naturale catastrofico e studi sul *man-made hazard*, cioè sul fenomeno catastrofico indotto dall'uomo (Geipel, 1980). Non sempre è facile distinguere gli uni dagli altri. Ad esempio, l'avanzare della siccità, fenomeno catastrofico considerato naturale, può essere causato da un erroneo modo di sfruttare il terreno da parte dell'uomo, oppure dalla deviazione volontaria di un corso d'acqua e così via. Attualmente non si tende più a studiare separatamente i vari eventi catastrofici, in specie per quel che riguarda la divisione tra *natural* e *man-made hazard*. Occorre innanzitutto ricordare come la risposta di fronte ad avvenimenti calamitosi è così influenzata da fattori personali e culturali e che lo stesso avvenimento può provocare reazioni assai diverse (Bianchi, 1987). Si tratta, in definitiva, di arrivare a comprendere in che misura il pericolo può essere percepito per ipotizzarne il successivo comportamento, al fine di pianificare efficaci piani di prevenzione, fuga o intervento (Lando, 2006).

Risultati. Alla prima domanda, "Ti è capitato di vivere l'esperienza del terremoto?", l'81% degli studenti calabresi ha risposto di sì e il 18% ha risposto di no, mentre il 73,5% degli studenti dell'isola di Malta hanno risposto di no e il 26,4% di sì (Fig. 1). Alla seconda domanda, "Se sì, dove ti è capitato di vivere quest'esperienza" il 63% degli studenti calabresi ha risposto "a casa", l'11% a scuola e l'1% fuori, all'aperto, mentre i pochi maltesi che hanno vissuto l'esperienza hanno risposto: 14,7% a casa, 5,8% a scuola, 5,8% fuori, all'aperto, 8,8% in altri edifici e il 59,4% non ha risposto alla domanda. Le reazioni più diffuse sono state, per gli studenti

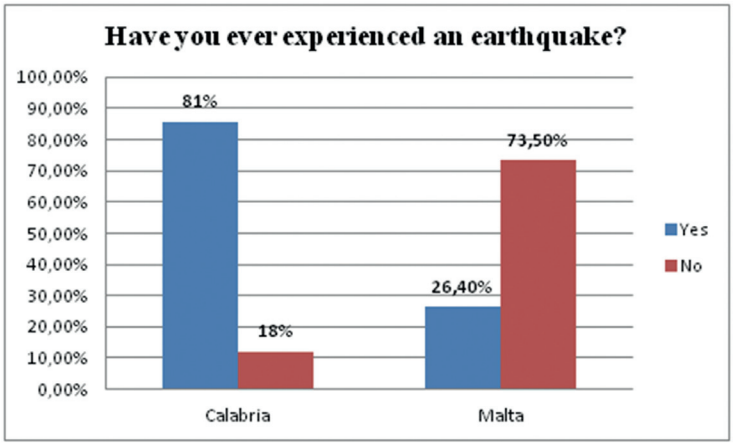


Fig. 1 – Grafico relativo ai dati in percentuale delle risposte degli studenti calabresi e maltesi alla domanda: "Have you ever experienced an earthquake?".

calabresi, 33% paura, 26% confusione e 37% "vado fuori", 11% "indifferenza". L'11,7% dei maltesi ha scelto "confusione" e l'8,8% paura. A differenza dei calabresi di cui una percentuale significativa (37%) è corso subito fuori durante la scossa, il 23,5% dei maltesi non si è recato fuori durante la scossa. Alla domanda, "durante la scossa come bisogna comportarsi?" la maggior parte dei calabresi hanno risposto correttamente, indicando il 59% la risposta "Bisogna allontanarsi da finestre, armadio, lavagna" e l'85% "mi metto sotto il banco o sotto gli architravi di una porta". Anche nella risposta a questa domanda emerge il 19,1% dei calabresi che "si reca subito fuori". Il 44,1% dei maltesi "si mette sotto il banco o sotto gli architravi di una porta" e il 32,3% si reca subito fuori. Quindi, è necessaria una maggiore sensibilizzazione sia nei confronti dei calabresi che dei maltesi sulla necessità di evitare reazioni impulsive e di panico che portano ad andare subito fuori in occasione della scossa. Tutti gli studenti maltesi e quasi tutti i calabresi hanno partecipato alle prove di evacuazione: il 93% dei calabresi per rischio sismico e il 7% per rischio incendi, invece tutti i maltesi hanno partecipato alle prove di evacuazione solo per rischio incendi. Il 37% degli studenti calabresi si sente sicuro dal punto di vista del rischio sismico nella propria scuola, mentre il 41% non si sente sicuro. Il 52% si sente sicuro nella propria casa, mentre il 18% no, a differenza dei maltesi che dichiarano di non sentirsi sicuri nella propria casa in caso di terremoto (55,8%) (Fig. 2). Il 70% dei maltesi, per rendere più sicura la propria casa/scuola, in caso di terremoto, invita ad evitare di tenere oggetti pesanti su scaffali e mobili alti. Il 30% dei calabresi ha dichiarato di avere a casa un kit d'emergenza da portare nel caso si dovesse lasciare subito l'abitazione, mentre il 33% non lo ha a disposizione e il 37% forse. Il 41,1% dei maltesi ha dichiarato di possederlo, mentre il 18,9% no e il 38,2% forse. Secondo il

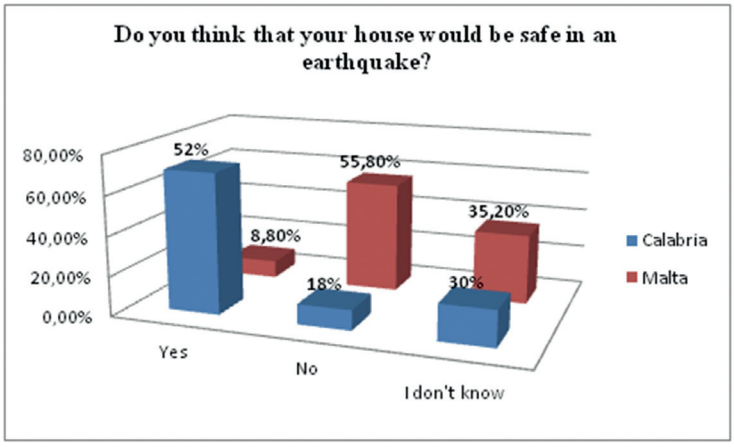


Fig. 2 – Grafico relativo ai dati in percentuale delle risposte degli studenti calabresi e maltesi alla domanda: "Do you think that your house would be safe in an earthquake?".

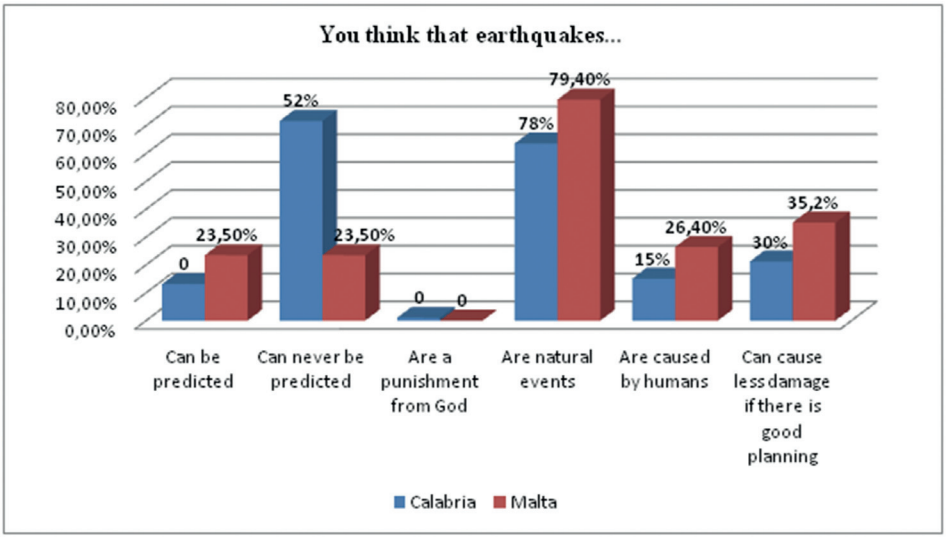


Fig. 3 – Grafico relativo ai dati in percentuale delle risposte degli studenti calabresi e maltesi alla domanda: "You think that earthquakes…".

70% dei calabresi il kit d'emergenza deve includere la cassetta di pronto soccorso, la torcia e la radio, mentre il 18% il casco per ciascun membro della famiglia. Secondo il 94% dei maltesi deve esserci il kit di primo soccorso, secondo il 58,8% la torcia, secondo il 41% il casco per ciascun membro della famiglia. Il 63% dei calabresi non sa se nel proprio Comune esiste un Piano d'Emergenza, mentre il 5% ha risposto di sì e il 5% di no. Il 58,8% dei maltesi ha risposto positivamente e il 41,1% non lo sa. In caso di emergenza, il 97% dei maltesi conosce il numero da telefonare. Il 41% dei calabresi afferma che i terremoti possono interessare nuove zone o zone già colpite e tutto, quindi, è legato al caso, mentre, secondo il 26%, i terremoti tendono a colpire sempre le stesse zone, ma non si può sapere con precisione quando e con quale intensità. Il 76,4% dei maltesi ha risposto affermando che si possono verificare in ogni luogo del pianeta. Secondo gli studenti calabresi, il pericolo più frequente in caso di terremoto è per il 33% "essere colpiti da oggetti che cadono" e per il 67% "essere coinvolti nel crollo della casa". Ciò vale anche per i maltesi (26,4% hanno risposto indicando "essere colpiti da oggetti che cadono" e il 61% ha indicato "essere coinvolti nel crollo della casa). Secondo il 67,6% dei maltesi nell'isola di Malta non esiste un pericolo derivato da terremoti, ma il 55% ha la consapevolezza che l'isola sia stata colpita in passato da forti terremoti. La maggior parte degli studenti calabresi percepisce il terremoto come un evento imprevedibile (52%) e naturale (78%) (Fig. 3). Nessun calabrese lo percepisce come prevedibile. In aumento è la percentuale di studenti che pensa che il terremoto sia causato da fattori umani (15%) e i cui danni si possono limitare con una corretta pianificazione ambientale (30%) (Fig. 3). Addirittura, le percentuali sono ancora più alte per gli studenti maltesi (il 26,4% pensa che il terremoto sia causato dall'uomo e il 35,2% pensa che i danni diminuirebbero con una corretta pianificazione). A pari percentuale sono i maltesi che pensano che sia "prevedibile" ed "imprevedibile" (23,5%), mentre la maggioranza lo percepisce come "naturale" (79,4%) (Fig. 3). Nessuno studente crede che il terremoto sia causato da una punizione divina (Fig. 3), rompendo definitivamente la "certezza incontestabile" per l'uomo della forza distruttiva del terremoto intesa come espressione della punizione divina. In caso di maremoto, secondo gli studenti calabresi, possono verificarsi, per il 22%, il ritiro improvviso delle acque dalla costa e secondo il 78% un'improvvisa alta marea. Anche i maltesi hanno scelto in maggioranza queste due risposte (rispettivamente 64,7% e 20,5%). Inoltre, si aggiunge il 20,5% che ha scelto la seguente risposta: "l'aumento del moto ondoso". Gli studenti che

avvertono al momento un terremoto o il ritiro improvviso del mare dalla costa, hanno dichiarato di "allontanarsi immediatamente dalla riva" (30% Calabria, 32,3% Malta) o "si allontanano dalla riva e si dirigono verso le zone più elevate" (63% Calabria, 67,6% Malta).

Infine, il 52% dei calabresi ha dichiarato di aver conosciuto i terremoti guardando la televisione, il 48% a scuola durante le lezioni, il 22% in famiglia e l'11% navigando su Internet. Il 67,6% dei maltesi ha conosciuto i terremoti guardando anche la televisione, il 38,2% in famiglia, il 32,3% a scuola durante le lezioni, il 26,4% navigando su Internet, il 20,5% ascoltando gli amici e i compagni di classe e il 14,7% leggendo i giornali. Emerge, quindi, un'alta percentuale di studenti che hanno conosciuto i terremoti tramite i mass-media. Per questo motivo è necessaria una diffusione corretta dell'informazione in materia di terremoti e di rischio sismico.

Gli studenti calabresi hanno disegnato anche le "mental maps" (Gould e White, 1993) relative alle azioni da compiere in occasione di un terremoto immaginario che potrebbe avvenire mentre i discenti si trovano in classe con l'insegnante: alcuni hanno disegnato gli omini sotto i banchi ed altri, invece, i compagni che escono fuori dall'aula.

Conclusioni. Difenderci dai rischi naturali è possibile. Tuttavia, per ottenere risultati concreti occorre mettere in atto interventi e condurre attività in modo organizzato e coordinato. La prevenzione, infatti, mira alla minimizzazione dei danni e delle vittime e tiene conto delle conoscenze acquisite nelle attività di previsione. Si attua mediante interventi attivi o passivi sull'ambiente, sul costruito e sui comportamenti che le persone devono mantenere durante le emergenze (campagne informative ed educative). Di particolare importanza è la messa a punto dei piani di emergenza, che rappresentano in Italia, a livello comunale, lo strumento operativo per la pianificazione delle azioni da svolgere in caso di crisi. Nei piani vengono individuate anche le aree di raccolta della popolazione per l'insediamento temporaneo o l'evacuazione (Peppoloni, 2014) Dalle risposte ai questionari, d'altra parte, emerge un'alta percentuale di studenti che non sanno se nel proprio Comune esiste un Piano d'Emergenza. È un dato allarmante che merita una riflessione. Sarebbe opportuno incrementare le campagne di informazione nelle scuole svolgendo lezioni e seminari sul tema dell'educazione alla riduzione del rischio. Un'opportuna mitigazione del rischio, che porti alla progressiva riduzione degli effetti che un evento disastroso può determinare sull'uomo, sulle costruzioni e sull'ambiente andrà pianificata agendo su piani temporali differenti: a breve termine andranno previste azioni di preannuncio e allertamento; a medio termine saranno necessari il monitoraggio dei fenomeni, la redazione dei piani d'emergenza e la realizzazione di opere di difesa del suolo; a lungo termine si agirà sui fattori urbanistici e territoriali che condizionano direttamente la vulnerabilità dei contesti ambientali, sviluppando politiche di protezione e conoscenza del territorio e di informazione ed educazione ai cittadini e nelle scuole. Infatti, il dovere della prevenzione punta a favorire lo studio dei rischi naturali nella scuola secondo un'ottica preventiva. La costruzione di una coscienza civile in questo campo deve necessariamente contare sul coinvolgimento della scuola. Si tratta di un compito che questa fondamentale agenzia educativa ha fino ad oggi sostanzialmente disatteso, venendo meno ad una essenziale funzione normativa. È fondamentale in un secondo momento stimolare la popolazione all'acquisizione di comportamenti individuali e sociali positivi per ridurre il rischio. Ad esempio, l'attitudine impulsiva degli studenti esaminati in questa ricerca, a recarsi subito fuori durante la scossa, è un comportamento negativo che deve essere corretto con specifici interventi educativi. Gli studi di geografia della percezione che stanno alla base delle ricerche sulle calamità naturali, stimolano l'analisi del rapporto uomo-ambiente, ma con finalità applicative: si vuole individuare, infatti, quale rapporto l'uomo riesca a stabilire con l'ambiente naturale ad alto rischio (Botta, 1987). Dalla ricerca effettuata risulta in aumento la percentuale di studenti che considera l'intervento umano decisivo nello scatenarsi delle catastrofi. Ciò avvalora ancora di più la percezione di Paul Crutzen ripresa da altri studiosi, secondo cui ci troviamo nell'era geologica dell'Antropocene (Crutzen, 2005). Si tratta di una presa di coscienza essenziale che ci fa comprendere meglio ciò che sta accadendo al nostro pianeta, ovvero "una rivoluzione geologica di origine umana" (Bonneuil e Fressoz, 2013).

Bibliografia

Bailly A.; 1975: L'organisation urbaine. Théories et modèles, Centre de Recherce d'Urbanisme, Paris.

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.

Bonneuil C., Fressoz J.; 2013: L'événement anthropocène. La Terre, l'histoire et nous, Éditions du Seuil, Paris.

Botta G.; 1987: Calamità naturali e studi geografici. In: Corna Pellegrini G. (a cura di), Aspetti e problemi della geografia, vol. 1, Marzorati, Milano, pp. 679-723.

Calvani S.; 2013: La nuova era-Antropocene. In: www.sermig.org/nponline/163-articoli/12418-la-nuova-era-antropocene.

Crutzen P. J.; 2005: Benvenuti nell'Antropocene!. Parlangeli A. (a cura di), Mondadori, Milano.

Gatto E., Saitta P.; 2009: Territorio e percezione del rischio: un approccio interdisciplinare, Bollettino della Società Geografica Italiana, Serie XIII, vol. II, pp. 381-401.

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.

Gould P., White R; 1993: Mental Maps, Rutledge, New York.

Kirk W.; 1963: Problems in geography, Geography, 48, pp. 357-371.

Lando F.; 2006: La Geografia della Percezione, dispensa dell'Università Ca' Foscari di Venezia.

Peppoloni S., Di Capua G.; 2012: Geoethics and geological culture. Reflections from the Geoitalia Conference 2011. Annals of Geophysics, Vol. 55, No 3, ISSN 2037-416X.

Peppoloni S.; 2014: Convivere con i rischi naturali. Conoscerli per difendersi, Il Mulino, Bologna.

Sitografia

iside.rm.ingv.it;

www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/classificazione.wp.

STRATEGIE DI MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO: PROGETTO STANDARD E INDICATORE DI RESILIENZA AI TERREMOTI DEGLI INSEDIAMENTI

M. Dolce (coordinatore)[1], F. Bramerini[1], S. Castenetto[1], G. Naso[1]

[1] *Dipartimento della Protezione Civile, Roma*

Politiche di riduzione del rischio sismico. Dopo il terremoto in Abruzzo del 6 aprile 2009, lo Stato ha emanato un nuovo provvedimento per dare maggiore impulso alla prevenzione sismica, stimolando anche quelle azioni che erano state marginalmente, o per nulla, toccate da provvedimenti precedenti. L'articolo 11 della legge 77/2009 di conversione del decreto legge Abruzzo, infatti, ha previsto che siano finanziati interventi per la prevenzione del rischio sismico in tutta Italia e ha stanziato, a tale scopo, 965 milioni di euro ripartiti in sette anni. L'attuazione dell'art. 11 è affidata al Dipartimento della Protezione Civile ed è stata regolata attraverso ordinanze del Presidente del Consiglio dei Ministri o del Capo Dipartimento della Protezione Civile.

Per la prima volta, attraverso un programma organico pluriennale, l'intero territorio nazionale viene interessato da studi per la caratterizzazione sismica delle aree, oltre che da interventi per rendere più sicuri gli edifici pubblici e le infrastrutture. Novità assoluta del piano è, poi, la possibilità per i cittadini di richiedere contributi economici per realizzare interventi antisismici su edifici privati e non solo di beneficiare di detrazioni fiscali.

La cifra di 965 milioni di euro, anche se cospicua rispetto al passato, rappresenta una minima percentuale del fabbisogno necessario per il completo adeguamento sismico degli edifici pubblici e privati e delle infrastrutture strategiche. Tuttavia, il piano può avviare un processo virtuoso e può essere considerato un deciso passo avanti nella crescita di una cultura della prevenzione sismica da parte della popolazione e degli amministratori pubblici.

La prima ordinanza emanata in attuazione dell'art. 11 della legge n. 77/09 è l'OPCM 13 dicembre 2010, n. 3907, che disciplina l'utilizzo dei fondi per l'annualità 2010 destinandoli a:

a) indagini di microzonazione sismica, per definire le aree soggette ad amplificazioni dello scuotimento sismico o deformazioni permanenti del suolo in caso di terremoto;
b) interventi di rafforzamento locale o miglioramento sismico o, eventualmente, demolizione/ricostruzione su edifici ed opere pubbliche d'interesse strategico per finalità di protezione civile e/o rilevanti per le conseguenze di un loro eventuale collasso;
c) interventi strutturali di rafforzamento locale o miglioramento sismico o di demolizione/ricostruzione su edifici privati;
d) altri interventi urgenti e indifferibili per la mitigazione del rischio simico, riservati a infrastrutture (es. ponti, viadotti) di interesse strategico in caso di emergenza.

Uno degli aspetti qualificanti dell'attuazione del piano di prevenzione del rischio sismico è determinato dall'individuazione della microzonazione sismica (MS) nei singoli comuni, come strumento chiave per l'avvio di una strategia di mitigazione del rischio sismico.

Infatti vengono sanciti, con l'assenso di tutte le istituzioni coinvolte, alcuni principi volti a dare operatività e concretezza al programma finanziato:

- gli studi di MS devono essere recepiti nella pianificazione comunale e devono essere adottati metodi e standard comuni per l'intero territorio nazionale;
- gli interventi sul territorio finalizzati alla mitigazione del rischio sismico devono essere fra di loro coordinati, a partire dalla verifica di efficienza dei sistemi di gestione dell'emergenza.

Le ordinanze attuative annuali concedono contributi alle Regioni previo cofinanziamento della spesa in misura non superiore al 50% del costo degli studi di MS. Le Regioni, sentiti gli Enti Locali interessati, individuano con proprio provvedimento i Comuni nei quali è prioritaria la realizzazione degli studi, nell'ambito dei 3.896 Comuni a media e alta pericolosità sismica (accelerazione del suolo in caso di sisma non inferiore a 0,125).

Per attuare il mandato normativo è stata istituita una Commissione Tecnica (CT) di coordinamento interistituzionale, che predispone documenti tecnici, indirizza e monitora le attività e verifica lo stato di attuazione su tutto il territorio nazionale. Il Dipartimento della Protezione Civile (DPC), assieme al CNR-IGAG, ha costituito una struttura di segreteria per le istruttorie della CT. Gli studi di MS vengono approvati dalle Regioni, sentita la CT.

Il documento tecnico di riferimento per la realizzazione degli studi è rappresentato attualmente dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica - ICMS (Gruppo di Lavoro MS, 2008) e tutte le Regioni hanno proceduto con proprio atto normativo al loro recepimento. Gli ICMS sono, pertanto, vincolanti per l'esecuzione degli studi di MS sul territorio nazionale.

La MS è uno studio tipicamente multidisciplinare che, a tutti i livelli di approfondimento, richiede la raccolta, l'archiviazione, l'elaborazione e la rappresentazione di una considerevole mole di dati, di natura diversa e diversa significatività, utili a descrivere il modello integrato del sottosuolo.

E' evidente quindi l'esigenza di predisporre strumenti utili a raccogliere in modo razionale e organizzato tutte le informazioni necessarie, al fine di renderle prontamente utilizzabili per gli studi di MS. La realizzazione di un simile sistema di archiviazione, gestione e rappresentazione richiede lo sviluppo di procedure chiare e condivise e il superamento di problemi complessi, relativi non solo alle modalità di immagazzinamento dei dati, ma anche alla loro selezione, omogeneizzazione, codifica e rappresentazione cartografica. Per questo motivo sono stati predisposti degli specifici standard (CTMS, 2013a). Tali standard hanno avuto origine dalla sperimentazione nell'aquilano a seguito del terremoto e sono stati costruiti anche sulla base delle osservazioni formulate da Istituti di ricerca (CNR, ENEA, ISPRA), Università (Basilicata, Siena, Politecnico Milano, Sapienza Roma), dalle Regioni e Province autonome, e dalla CT appositamente costituita.

Gli obiettivi specifici degli standard sono:

- consentire l'elaborazione di rappresentazioni relative agli elementi e ai tematismi significativi, puntando ad una semplificazione e sintesi dei contenuti;
- ottenere un'omogeneità di rappresentazione dei tematismi da parte dei soggetti realizzatori, facilitando la lettura e il confronto dei risultati degli studi di aree differenti;
- garantire un sistema di archiviazione dei dati il più semplice possibile e flessibile.

Gli standard hanno inoltre l'obiettivo di favorire lo scambio di dati e facilitare il compito di certificazione da parte delle Regioni. Un apposito software in libera distribuzione (SoftMS) facilita le attività di inserimento dei dati.

Con la seconda annualità di finanziamento (OPCM 4007/2012) viene introdotta l'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE).

Tale analisi costituisce un primo strumento finalizzato all'integrazione degli interventi sul territorio per la mitigazione del rischio sismico a scala comunale e riguarda l'attività di verifica dei sistemi di gestione dell'emergenza. Una specifica attività di sperimentazione è stata condotta, prima dell'emanazione dell'ordinanza, nel territorio faentino (Conte, 2013).

I principi generali della "condizione limite" sono stati messi a punto anche grazie all'attività di ricerca e sperimentazione svolta nell'ambito del Progetto Urbisit (Convenzione fra DPC e CNR-IGAG), nel quale vengono approfonditi i temi riguardanti le relazioni fra microzonazione sismica e pianificazione, e la definizione concettuale delle "condizioni limite degli insediamenti urbani" (Bramerini *et al*., 2013; Cavinato, 2013).

Tra le diverse condizioni limite definibili per gli insediamenti urbani, la CLE corrisponde a quella condizione per cui, a seguito di un evento sismico, l'insediamento urbano nel suo complesso subisce danni fisici e funzionali tali da condurre all'interruzione di quasi tutte le funzioni urbane presenti, compresa la residenza. L'insediamento urbano conserva comunque la funzionalità della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza e la loro connessione ed accessibilità rispetto al contesto territoriale.

L'analisi della CLE deve essere sempre condotta in concomitanza con gli studi di MS e, come per questi ultimi, devono essere seguite modalità di rilevamento e archiviazione secondo specifici standard (CTMS, 2013b).

Per l'analisi della CLE di uno specifico insediamento è indispensabile innanzitutto identificare:

- le strutture finalizzate alla gestione dell'emergenza;
- il sistema di interconnessione fra tali strutture e il sistema di accessibilità rispetto al contesto territoriale.

Obiettivo generale dell'analisi è quello di avere il quadro generale di funzionamento dell'insediamento urbano per la gestione dell'emergenza sismica.

In funzione di tale obiettivo, sia per le strutture finalizzate alla gestione dell'emergenza, che per il sistema di interconnessione e accessibilità, è necessario acquisire le informazioni minime indispensabili per la loro individuazione. A tal fine sono state predisposte cinque Schede specifiche di rilevamento (Edifici strategici, Aree di Emergenza, infrastrutture di Accessibilità/Connessione, Aggregati Strutturali, Unità Strutturali), approvate dalla CT ed emanate con decreto del Capo Dipartimento della Protezione Civile. Un apposito software in libera distribuzione (SoftCLE) facilita le attività di inserimento dati.

Le Schede così predisposte implicitamente definiscono il modello di sistema di gestione dell'emergenza, sostanzialmente basato sull'identificazione di manufatti con diversi ruoli. Da una parte l'espletamento di funzioni di gestione (le funzioni strategiche), dall'altra l'accessibilità generale al sistema fisico dove vengono espletate tali funzioni.

Dalla lettura delle Schede si evince che il campo di rilevamento informativo è limitato alle caratteristiche fisiche e di uso dei manufatti, escludendo informazioni riguardanti il modello organizzativo e le componenti funzionali di servizio (impianti di vario tipo) e di approvvigionamento.

Oltre alle Schede, la cartografia costituisce il supporto di base per effettuare l'analisi della

CLE. Vengono rilevate le caratteristiche principali, le relazioni nello specifico insediamento considerato, identificando, inoltre, i principali fattori di criticità potenziale che possono influire sulle prestazioni. Tutte le informazioni rilevate attraverso le Schede costituiscono la base conoscitiva minima per poter effettuare valutazioni in termini di complessità del sistema di emergenza esistente e per effettuare valutazioni sui possibili percorsi di approfondimento e "diagnosi" finalizzate al miglioramento del sistema stesso.

La valutazione del sistema di gestione dell'emergenza (sul quale sono in fase avanzata di studio specifici modelli valutativi), e cioè l'attività conseguente all'analisi della CLE, consentirà di esprimere un giudizio basato sul confronto tra lo stato attuale e le prestazioni richieste al sistema nel suo complesso (attraverso valutazioni riferibili a singoli elementi, alle loro relazioni con i contesto urbanistico e alle condizioni di criticità). La valutazione della "distanza" tra condizione rilevata del sistema di emergenza e condizione di progetto prevista attraverso uno strumento di piano (piano di emergenza o altro) rappresenta l'obiettivo finale dell'analisi proposta e presuppone anche valutazioni di tipo sistemico (Dolce *et al.,* 2013).

Le Schede sono strutturate in maniera tale da costituire un primo livello conoscitivo (livello 1), in cui rientrano alcune conoscenze di base prevalentemente di tipo qualitativo. Per ogni tipo di Scheda vengono raccolte informazioni generali, dati di esposizione, di vulnerabilità e dati in cui si considera il rapporto con la morfologia del terreno e con la MS. In altri termini vengono rilevati dati ritenuti fondamentali per un primo approccio valutativo in termini di rischio.

L'analisi della CLE condotta attraverso le Schede ha come obiettivo la ricognizione della situazione attuale, costituisce una verifica a posteriori sulla pianificazione di emergenza e non costituisce uno strumento di progetto. Per questa ragione i singoli elementi considerati sono da identificare innanzitutto a partire dai piani di emergenza, dai piani urbanistici o da altri documenti già esistenti con finalità correlate.

L'OPCM 4007 prevede che le Regioni recepiscano quanto effettuato attraverso l'analisi della CLE in termini di ricadute nella pianificazione, così come sono stati recepiti gli studi di MS in attuazione di quanto previsto nella precedente OPCM 3907.

Con l'analisi della CLE si aggiunge in nuovo strumento operativo finalizzato alla messa in sicurezza degli insediamenti, che si confronta con le altre esperienze maturate fino ad oggi in campo nazionale (Fabietti, 2013).

Con l'introduzione delle politiche di intervento finanziate con l'articolo 11 della legge 77/2009, si è avviato un processo di razionalizzazione degli interventi finalizzati alla riduzione del rischio sismico, partendo dal riordino degli interventi nel settore della gestione delle emergenze. Un percorso procedurale condiviso, metodologie e standard di riferimento, strumenti operativi che garantissero certezza di risultato e affidabilità, hanno rappresentato gli ingredienti di base per la definizione di un "progetto standard". Tale progetto, descritto di seguito, rappresenta una condizione minima di intervento, limitatamente al settore della gestione delle emergenze, finalizzato alla mitigazione del rischio sismico, ed è stato individuato come uno dei riferimenti per le politiche future di mitigazione del rischio sismico.

Progetto standard per la riduzione del rischio sismico. *Obiettivi e struttura del progetto standard per la riduzione del rischio sismico*. Obiettivo generale dei progetti per la Riduzione del Rischio Sismico (progetti RRS) è garantire un determinato livello di operatività del sistema di gestione dell'emergenza a fronte di eventi sismici, per ciò che riguarda la funzionalità strutturale e infrastrutturale. A tal fine sono adottati determinati standard e procedure di riferimento.

Tali standard e procedure, in gran parte attualmente applicati dalle Regioni, sono frutto della collaborazione interdisciplinare di vari settori scientifici e sono stati elaborati nell'ambito dei lavori della Commissione tecnica per la microzonazione sismica e la condizione limite per l'emergenza (DPCM 21 aprile 2011) con il supporto tecnico del Dipartimento della Protezione Civile e del CNR-IGAG.

Considerando gli interventi fino ad oggi finanziati con l'articolo 11 della legge 77/2009, allo stato attuale sono stati realizzati, o sono in corso di realizzazione, circa 1500 interventi per

altrettanti comuni, che costituiscono l'avvio di progetti RRS, fino alla Fase 2.2.4 (descritta più avanti).

Il singolo progetto RRS, così come definito, può essere integrato con ulteriori moduli determinati dai singoli contesti territoriali e dagli obiettivi di programmazione della singola Regione.

Fasi. Il progetto standard viene attuato attraverso 7 fasi di seguito descritte.

Individuazione dei contesti territoriali. Con riferimento a quanto fino ad oggi realizzato, in particolar modo con i finanziamenti previsti dall'articolo 11 della legge 77/2009, i progetti RRS hanno avuto quasi unicamente come riferimento territoriale il Comune. Con le più recenti ordinanze (OPCM 3907, OPCM 4007 e OCDPC 52) attuative della suddetta legge è stato previsto un incentivo ai soggetti pubblici che presentino richieste in forma associata. Ciò con riferimento esplicito alla legge 122/2010, come modificata dalla legge 135/2012, nella quale è previsto che la funzione di protezione civile venga espletata in forma associata da parte dei comuni al di sotto di determinate soglie di popolazione. Il principio generale è stato ribadito dalla più recente legge 56/2014.

Condizione preliminare per l'adozione del progetto è la definizione del contesto territoriale oggetto di finanziamento.

I progetti sono sempre riferiti a contesti territoriali (ConTer) con al meno 10.000 abitanti, rispettando l'eventuale abbassamento di tale soglia a 5.000 abitanti nel caso di comuni montani.

Manutenzione dei piani di emergenza. Il progetto prevede l'aggiornamento del piano d'emergenza, se predisposto oltre un anno prima rispetto alla data di predisposizione del progetto, o la sua predisposizione ex-novo, se non esistente.

Il piano di emergenza riguarda l'intero ConTer e, pertanto, nel caso in cui siano presenti diversi piani riferiti a singoli comuni, viene effettuata una verifica di compatibilità fra gli stessi ed un eventuale aggiornamento al fine di renderli omogenei e coerenti fra di loro.

I riferimenti normativi per la predisposizione dei piani rimangono quelli esistenti a livello nazionale e quelli relativi alle singole regioni. Sono altresì utilizzati come riferimento anche standard e linee guida relativi all'analisi della CLE, al fine di facilitarne la successiva attività realizzativa.

Carta della Microzonazione Sismica (MS). Sull'intero ConTer viene realizzata la Carta della MS di livello 3 (o, dove possibile, di livello 2). Come riferimenti normativi e operativi vengono confermati quelli attualmente adottati dalle Regioni per l'attuazione dell'articolo 11 della legge 77/2009, ossia gli ICMS2008 e gli standard 3.0 (CTMS, 2013a) o versioni successive.

Analogamente a quanto previsto per le MS realizzate con finanziamenti ex art. 11, gli studi di MS sono recepiti negli strumenti di governo del territorio, secondo criteri e modalità definiti dalle singole Regioni.

Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE). Analogamente a quanto concerne la Carta delle MS, l'intero ConTer viene analizzato per quanto riguarda gli aspetti della CLE. Nel caso di preesistenza delle analisi della CLE a livello comunale, queste vengono omogeneizzate, completate ed eventualmente rese coerenti fra di loro in relazione al ConTer.

Anche in questo caso i riferimenti sono costituiti dagli standard versione 2.0 (CTMS, 2013b) o versioni successive, già predisposti e adottati dalle Regioni.

Analogamente a quanto previsto per le analisi della CLE realizzate con i finanziamenti ex articolo 11 della legge 77/2009, le analisi della CLE sono recepite nei piani di governo del territorio e nei piani di emergenza secondo criteri e modalità definiti dalle singole Regioni.

Valutare l'operatività del sistema di gestione dell'emergenza (Valutazione della CLE). A conclusione delle fasi precedenti viene analizzata e valutata l'operatività del sistema di gestione dell'emergenza, con la finalità di stabilire necessità e priorità di intervento per il miglioramento dell'operatività del sistema stesso.

Al tal fine il sistema di gestione dell'emergenza è analizzato attraverso aspetti riguardanti

l'adeguatezza rispetto al ConTer, l'operatività dei singoli elementi e nel complesso, e la coerenza con il contesto.

Programmazione e interventi per il miglioramento dell'operatività del sistema di gestione dell'emergenza. Sulla base delle valutazioni effettuate per definire il grado di operatività del sistema di gestione dell'emergenza, viene predisposto un programma di interventi finalizzati al miglioramento dell'intero sistema. In tale programma viene data priorità agli edifici di riferimento principale del sistema di gestione dell'emergenza dell'intero ConTer.

Valutazione complessiva delle condizioni di rischio. Nel corso dell'intervento attuativo e a conclusione dell'intero processo è possibile misurare l'efficacia dell'intervento e attribuire a ciascun comune una "classe", che sintetizza il livello conoscitivo, il livello valutativo e quello attuativo di alcune attività di mitigazione del rischio sismico (Indicatore di resilienza ai terremoti degli insediamenti).

L'indicatore della resilienza ai terremoti degli insediamenti. L'indicatore proposto sintetizza il livello conoscitivo, il livello valutativo e il livello attuativo di alcune attività di mitigazione del rischio sismico, quali la pianificazione dell'emergenza, la microzonazione sismica, l'analisi della condizione limite per l'emergenza e l'operatività del sistema di gestione dell'emergenza, ed è finalizzato ad attribuire a ciascun comune una "classe".

Le classi sono 6 (da A ad F), dove F è la classe più bassa e indica "nessun livello conoscitivo realizzato" fra quelli previsti e l'assenza della pianificazione di emergenza. La classe E indica la presenza della sola pianificazione di emergenza. La classe D indica la presenza di studi di MS (eventualmente articolata in D.1 e D.2 per differenziare il livello di approfondimento degli studi). La classe C indica la presenza di analisi della CLE (attualmente indifferenziata, ma si potrebbe articolare: C.1 = analisi CLE; C.2 =analisi X; …). Le ultime due classi includono i

Tab. 1 - Classi dell'Indicatore di Resilienza ai Terremoti degli Insediamenti.

Classe	Livello conoscitivo	Livello valutativo	Livello attuativo
F	Nessun livello conoscitivo realizzato / Assenza piano di emergenza		
E	Piano di emergenza		
D.1	Studi di Microzonazione sismica L1		
D.2	Studi di Microzonazione sismica L2/L3		
C.1	Analisi della CLE		
B.1.0		Valutazione CLE/ Operatività "nulla"	
B.1.1			Programma interventi per arrivare a CLE con operatività bassa
B.1.2		Valutazione CLE/ Operatività bassa	
B.1.3			Programma interventi per arrivare a CLE con operatività media
B.1.4		Valutazione CLE/ Operatività media	
B.1.5			Programma interventi per arrivare a CLE con operatività alta
A.1		CLE con operatività alta	

livelli conoscitivi inferiori (per esempio la classe C implica la presenza dei livelli conoscitivi propri di D ed E). Con queste quattro classi attualmente è possibile classificare tutti i comuni ed avere le varie proiezioni annuali in funzione dei finanziamenti statali e di alcuni regionali.

La classe B include il livello valutativo. Ad esempio, nel momento in cui è stata effettuata l'analisi della CLE, è possibile valutare la condizione di operatività del sistema di gestione dell'emergenza (B.1 = Valutazione sulla base dell'analisi della CLE). Una sub articolazione della classe B.1 indica il livello di operatività, oppure se sono in corso programmi e interventi finalizzati al miglioramento dell'operatività (per esempio interventi finalizzati alla messa in sicurezza di edifici strategici, ma non solo). Infine la classe A indica l'"alta" operatività del sistema di gestione dell'emergenza.

Nella Tab. 1 viene riportata la casistica delle classi applicabili. Nella Fig. 1 viene riportato il flusso procedurale di assegnazione della classe.

Nella Fig. 2 viene applicato l'indicatore a scala nazionale sulla base dei dati disponibili. I dati per Regione sono riportati nella Tab. 2.

I possibili vantaggi e svantaggi dell'indicatore descritto sono di seguito sintetizzati. Tra i vantaggi:

- è costruito sulla base di tre livelli separati: conoscitivo, valutativo, attuativo;
- è immediatamente applicabile utilizzando le prime tre classi;

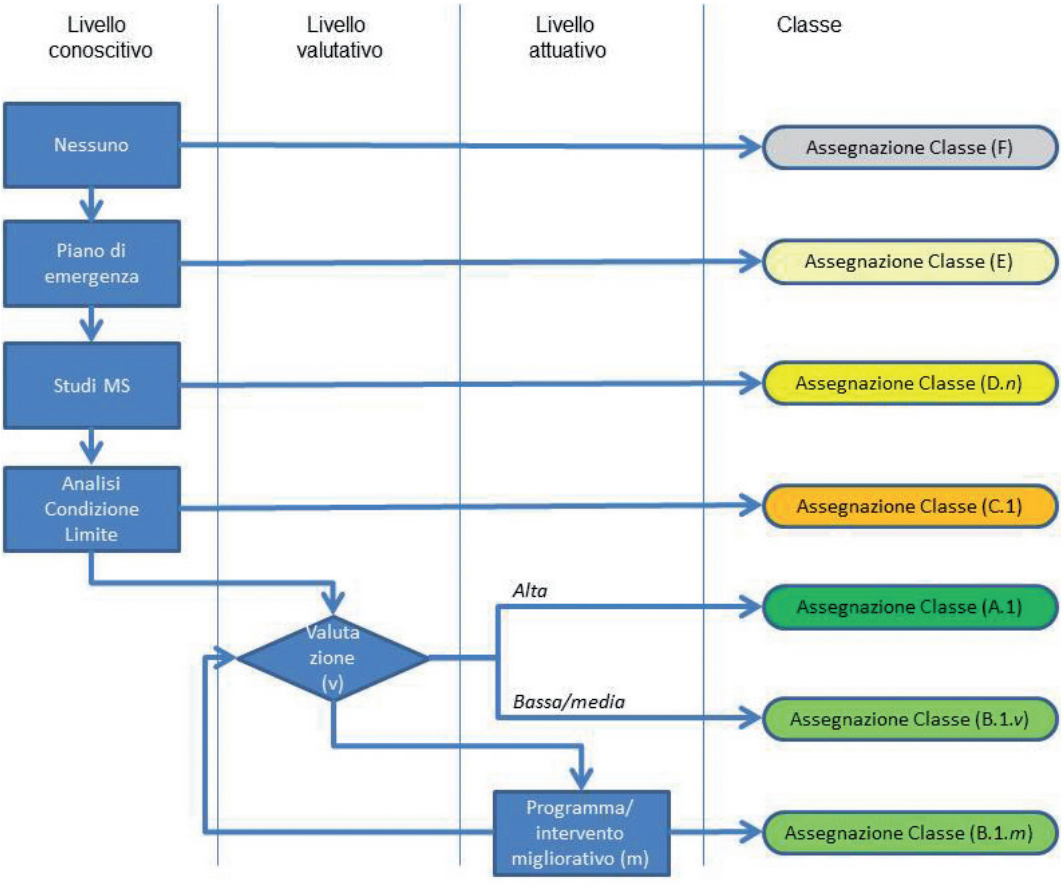


Fig. 1 – Sintesi della procedura di assegnazione delle Classi dell'Indicatore di Resilienza ai Terremoti degli Insediamenti.

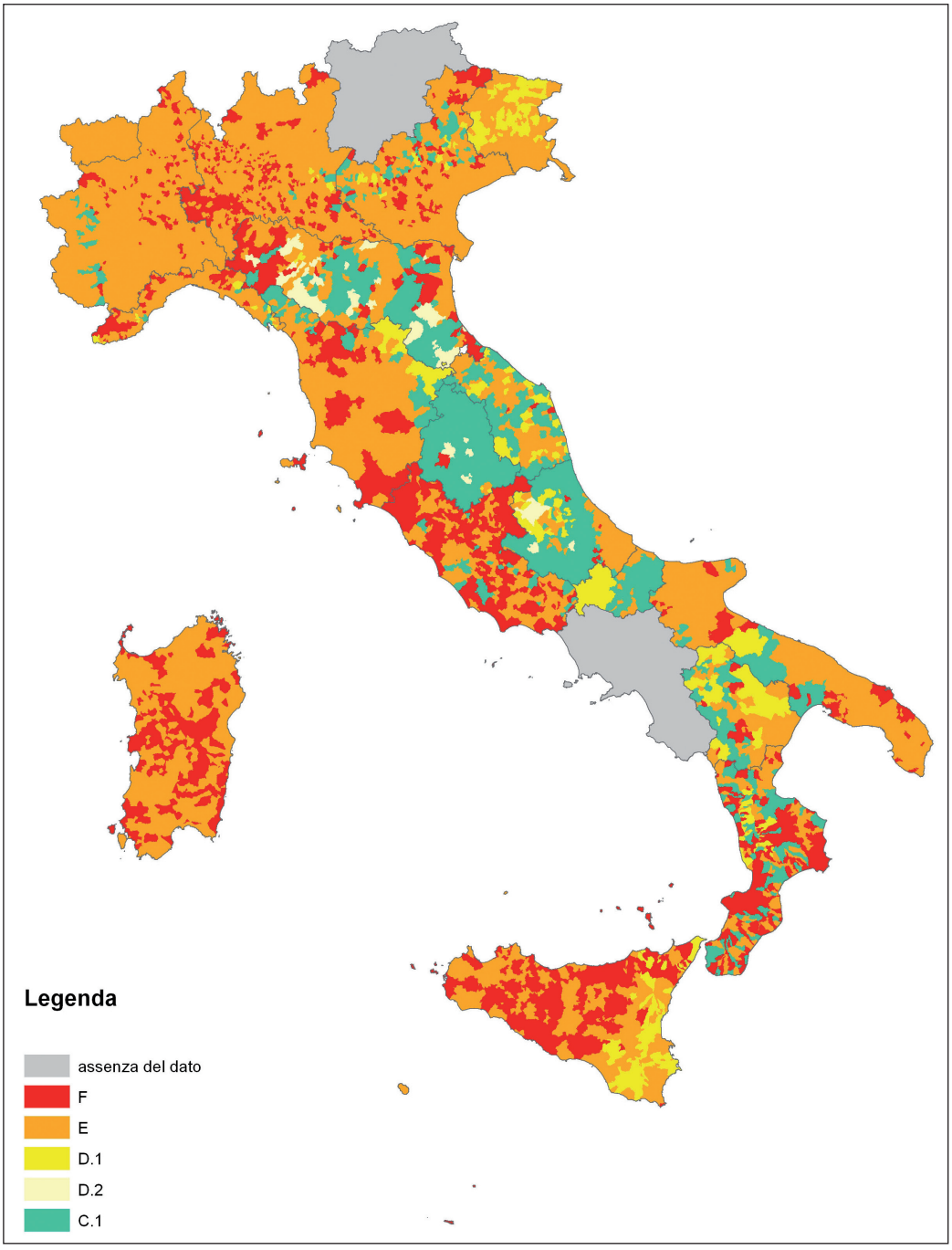


Fig. 2 – Indicatore di Resilienza ai Terremoti degli Insediamenti (definito per classi). L'indicatore sintetizza il livello conoscitivo, valutativo e attuativo di alcune attività finalizzate alla mitigazione del rischio sismico e al miglioramento del sistema di gestione dell'emergenza. In figura sono rappresentate 5 classi: C.1 (presenza di analisi della CLE, con approfondimenti della Microzonazione sismica e Piani di emergenza); D.1 e D.2 (presenza di approfondimenti della Microzonazione sismica e Piani di emergenza); E (presenza di Piani di emergenza); F (nessun livello conoscitivo realizzato). Sono inclusi i programmi delle Regioni realizzati o con consegne entro il 2014, finanziati dalla legge 77/2009. La Regione Campania e le province autonome di Trento e Bolzano non hanno trasmesso ancora i dati sulla pianificazione di emergenza e, pertanto, non è stato possibile assegnare la classe.

Tab. 2 - Numero di comuni (al 2014) per classe dell'Indicatore di Resilienza ai Terremoti degli Insediamenti e per Regione.

REGIONE	nc	F	E	D.1	D.2	C.1	Totale
ABRUZZO		6	107	28	3	161	305
BASILICATA		11	54	28		38	131
CALABRIA		190	112	23		84	409
CAMPANIA	550						550
EMILIA-ROMAGNA		81	118	1	49	91	340
FRIULI-VENEZIA GIULIA			155	62			217
LAZIO		225	132			21	378
LIGURIA		63	156	10		6	235
LOMBARDIA		334	1184	4		9	1531
MARCHE		3	145	35		53	236
MOLISE			18	52		66	136
PIEMONTE		87	1104			15	1206
PUGLIA		16	221	4		17	258
SARDEGNA		144	233				377
SICILIA		200	145	45			390
TOSCANA		70	170	15		25	280
TRENTINO-ALTO ADIGE	333						333
UMBRIA		1	2	2	4	83	92
VALLE D'AOSTA			74				74
VENETO		83	426	15		55	579
Totale	883	1514	4556	324	56	724	8057

- è ipotizzabile l'applicazione più estesa (da f ad a) in tempi brevi, essendo in corso la messa a punto del modello di valutazione;
- è sensibile ai finanziamenti in atto (e ipotizzabili in futuro);
- è facilmente riadattabile in funzione di contesti territoriali diversi (ossia per bacini di utenza più elevati, come unioni di comuni);
- può essere facilmente utilizzata per strategie di "innalzamento di classe";

tra gli svantaggi:

- non registra variazioni (in termini di mitigazione del rischio) dovute ad altri tipi di finanziamenti e con altre finalità (a meno che non si introducano altri tipi di analisi oltre alla CLE);
- è fortemente orientato alla valutazione del sistema di gestione dell'emergenza (anche in questo caso si possono costruire altri tipi di analisi, ossia la classe C potrebbe avere una propria articolazione);
- l'assegnazione delle Classi A e B dipende da un modello valutativo.

Ringraziamenti. *Elaborato nell'ambito dell'accordo DPC – CNR IGAG, per i lavori della Commissione tecnica per la microzonazione sismica (DPCM 21 aprile 2011):* Mauro Dolce (coordinamento DPC), Paolo Messina (coordinamento CNR-IGAG), Fabrizio Bramerini, Sergio Castenetto, Gian Paolo Cavinato, Massimiliano Moscatelli, Giuseppe Naso.

Commissione tecnica per la microzonazione sismica: Mauro Dolce (DPC, Presidente), Fabrizio Bramerini (DPC), Giovanni Calcagnì (Consiglio nazionale dei Geologi), Umberto Capriglione (Conferenza Unificata), Sergio Castenetto (DPC, segreteria tecnica), Marco Iachetta (UNCEM), Giuseppe Ianniello (Ministero delle Infrastrutture e dei trasporti), Luigi Cotizia (Consiglio Nazionale degli Architetti Pianificatori Paesaggisti Conservatori), Luca Martelli (Conferenza Unificata), Ruggero Moretti (Collegio nazionale geometri), Giuseppe Naso (DPC), Luca Odevaine (UPI), Antonio Ragonesi (ANCI), Fabio Sabetta (DPC), Raffaele Solustri (Consiglio nazionale degli Ingegneri), Elena Speranza (DPC).
Rappresentanti delle Regioni e delle Province autonome: Fernando Calamita (Regione Abruzzo), Rocco Onorati (Regione Basilicata), Giuseppe Iiritano (Regione Calabria), Fiorella Galluccio (Regione Campania), Luca Martelli (Regione Emilia - Romagna), Claudio Garlatti (Regione Friuli-Venezia Giulia), Antonio Colombi (Regione Lazio), Daniele Bottero (Regione Liguria), Francesca De Cesare (Regione Lombardia), Pierpaolo Tiberi (Regione Marche), Rossella Monaco (Regione Molise), Vittorio Giraud (Regione Piemonte), Angelo Lobefaro (Regione Puglia), Andrea Motti (Regione Umbria), Massimo Baglione (Regione Toscana), Massimo Broccolato (Regione Valle d'Aosta), Enrico Schiavon (Regione Veneto), Giovanni Spampinato (Regione Sicilia), Saverio Cocco (Provincia Autonoma di Trento), Claudio Carrara (Provincia Autonoma di Bolzano).
Hanno inoltre partecipato ai lavori della Commissione tecnica: Giuliano Basso (Regione Veneto), Paolo Cappadona (Consiglio Nazionale dei Geologi), Marina Credali (Regione Lombardia), Silvio De Andrea (Regione Lombardia), Eugenio Di Loreto (Consiglio Nazionale dei Geologi), Giacomo Di Pasquale (DPC), Raffaela Giraldi (Regione Calabria), Sebastiano Gissara (ANCI), Salvatore La Mendola (Consiglio Nazionale degli Architetti Pianificatori Paesaggisti), Norman Natali (Regione Umbria), Isabella Trulli (Regione Puglia), Giuseppe Zia (Consiglio Nazionale degli Ingegneri)
Segreteria tecnica: Gianluca Acunzo, Flavio Bocchi, Chiara Conte, Monia Coltella, Margherita Giuffrè, Paola Imprescia, Federico Mori, Edoardo Peronace, Bruno Quadrio, Veronica Scionti.
Hanno contribuito: Chiara Conte, Alessandro Pagliaroli, Daniele Spina.

Bibliografia

Bramerini, F., Fazzio, F., Parotto, R.; 2013: *La microzonazione sismica e le condizioni limite nella prevenzione urbanistica del rischio*. Urbanistica dossier, **130**, 22-29.

Cavinato, G.; 2013: Cosa è il progetto Urbisit. Urbanistica dossier, **130**, 29-30

Commissione Tecnica per la Microzonazione sismica (CTMS); 2013a: *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica. Microzonazione sismica. Versione 3.0* [http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/StandardMS_3.0_open.pdf]

Commissione Tecnica per la Microzonazione sismica (CTMS); 2013b: *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica. Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE). Versione 2.0* [http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/StandardCLE_2.0_open.pdf]

Conte, C.; 2013*: CLE: sperimentazione nell'ambito Faentino*. Urbanistica dossier, **130**, 16-21.

Dolce M., Speranza E., Di Pasquale G., Giordano F., Bocchi F.; 2013: *Indici di operatività per la valutazione della condizione limite di emergenza (CLE)*. GNGTS, Trieste.

Fabietti, V.; 2013: *Dalla CLE alla SUM: i contenuti urbanistici della protezione dai rischi*. Urbanistica dossier, **130**, 38-39

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.

5 Ringraziamenti

Elaborato nell'ambito dell'accordo DPC – CNR IGAG, per i lavori della Commissione tecnica per la microzonazione sismica (DPCM 21 aprile 2011)

Mauro Dolce (coordinamento DPC), Paolo Messina (coordinamento CNR-IGAG), Fabrizio Bramerini, Sergio Castenetto, Gian Paolo Cavinato, Massimiliano Moscatelli, Giuseppe Naso.

STUDIO DI VULNERABILITÀ SISMICA DI DIGHE IN CALCESTRUZZO

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

Introduzione. In Italia sono presenti circa 500 dighe, molte delle quali sono state costruite con criteri sismici ritenuti oggi superati e che necessitano perciò la rivalutazione della loro sicurezza sismica . I nuovi standard di sicurezza sono contenuti nelle "Norme tecniche per la progettazione e la costruzione degli sbarramenti di ritenuta (dighe e traverse)" (D.M. del 26/6/2014). Queste prevedono, per lo Stato Limite di Collasso, periodi di ritorno molto alti per calcolare gli spettri di risposta (1950 anni per dighe esistenti). In particolare, per siti di elevata intensità sismica le Norme prescrivono di eseguire uno studio sismotettonico del sito, per cui l'azione sismica deve essere determinata eseguendo uno studio di pericolosità ad hoc.

In questo lavoro la pericolosità sismica viene determinata su 4 siti italiani con differenti sismicità utilizzando un approccio ibrido (Sabetta *et al*., 2012) che combina diversi aspetti dei due principali metodi utilizzati in letteratura, il "Probabilistic Seismic Hazard Assessment" (PSHA) e il "Deterministic Seismic Hazard Assessment" (DSHA).

Nel comportamento delle dighe esistenti soggette ai terremoti di maggiore intensità entrano in gioco comportamenti non lineari che devono essere studiati nel dominio del tempo e che rendono ancora più importanti le fasi di definizione dei segnali sismici. Per questo motivo sono stati selezionati per ciascun sito due gruppi di accelerogrammi ricavati utilizzando due diversi approcci al fine di comprendere se ed in che modo il metodo di selezione degli accelerogrammi possa influenzare la risposta delle dighe.

I conci delle dighe a gravità possono essere modellati come degli oscillatori semplici incastrati alla base. Dunque per questo tipo di strutture sono stati sviluppati dei metodi semplificati che permettono di valutare rapidamente la risposta della struttura. Nel presente lavoro è stato utilizzato un metodo semplificato al fine di individuare l'accelerogramma per cui si hanno gli effetti maggiori per una diga a gravità.

Questa è stata poi analizzata con un programma FEM ed i risultati sono stati confrontati con quelli ottenuti per una diga ad arco-gravità.

Tab. 1 - Casi studio.

Sito	Regione	PGA per Tr=475 anni	PGA per Tr=1950 anni
A	Piemonte	0,15g	0,25g
B	Toscana	0,22g	0,35g
C	Abruzzo	0,26g	0,42g
D	Calabria	0,27g	0,46g

Metodologia.

1. La valutazione della pericolosità viene eseguita per 4 siti (Tab. 1) scelti sul territorio italiano, aventi PGA>0,15 g per un tempo di ritorno TR=475 anni e che secondo le nuove Norme richiedono uno studio sismo-tettonico per la valutazione dell'azione sismica.
2. Per ciascun sito viene calcolato lo spettro con TR=1950 anni con il PSHA, utilizzando il programma CRISIS 2007 (Ordaz *et al*., 2007). La magnitudo massima storica viene incrementata di 0,5 unità di M, per tenere conto del fatto che il tempo di ritorno dell'azione sismica è notevolmente superiore all'intervallo di completezza del catalogo sismico. Inoltre poiché per periodi di ritorno elevati si possono ottenere valori di accelerazione poco realistici (Sabetta *et al*., 2005) la relazione di attenuazione è stata troncata al valore della media+3σ.

3. Mediante la disaggregazione (Bazzurro e Cornell, 1999) si ottengono le coppie di magnitudo e distanza che con maggiore probabilità generano lo scenario sismico voluto. Con un'analisi della sismicità storica si scelgono dei terremoti di scenario (Tab. 2) e si calcola lo spettro deterministico DSHA, utilizzando due diverse relazioni di attenuazione relative ai dati italiani: SP96 (Sabetta e Pugliese, 1996) e ITA10 (Bindi *et al*., 2011).

Tab. 2 - Terremoti di scenario.

Sito	Regione	Terr. Scenario	Magnitudo Mw	Distanza R (km)
A	Piemonte	Alpi Marittime 1644	5,85	22
B	Toscana	Monterchi 1352	6,00	15,7
C	Abruzzo	Aquilano 1703	6,70	15
D	Calabria	Calabria 1638	7,00	22

Nel confronto tra spettri probabilistici e deterministici l'incertezza nella predizione dei valori di intensità sismica locale può essere molto rilevante. In letteratura non è presente alcuna indicazione (Krinitzsky, 2002; Sabetta *et al*., 2005; Bommer e Abrahamson, 2006) sulla ε da utilizzare. Per confrontare i diversi spettri i valori di ε sono stati scelti nell'intervallo 1,2-1,5. Gli spettri sono stati calcolati considerando il suolo rigido per tutti i siti.

4. La selezione degli accelerogrammi è stata eseguita utilizzando due metodi (accelerogrammi scalati o modificati con *wavelets*) per capire se e come la metodologia di selezione e generazione può influenzare la risposta delle strutture.
5. Si calcola la risposta sismica di una concio di diga a gravità in calcestruzzo di altezza pari a 87 m utilizzando un modello semplificato consistente in 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. In questa fase sono state effettuate in totale 116 analisi.
6. Infine sono state eseguite delle analisi accurate con un codice FEM su due dighe di differente tipologia, una a gravità alta 87 m ed una ad arco-gravità alta 100 m, tenendo conto dell'interazione fluido-fondazione-struttura e del comportamento non lineare (fessurazione ed apertura dei giunti verticali), per determinare quale delle due strutture fosse la più vulnerabile, utilizzando la stessa azione sismica.

Scelta dell'input sismico. La Fig. 1 mostra gli spettri di risposta calcolati per mezzo della procedura descritta sopra. Per ciascun sito in figura sono riportati i seguenti spettri:

- spettro n. 1: spettro delle Norme Tecniche per le Costruzioni con TR=1950 anni;
- spettro n. 2: spettro Probabilistico calcolato con il software CRISIS 2007 (SP96 GMPE);
- spettri n. 3-4: spettri deterministici calcolati utilizzando le coppie di magnitudo e distanza del terremoto di scenario (Tab. 2), calcolati rispettivamente con le equazioni predittive ITA10 e SP96. Nel caso dei siti C e D vengono riportati anche gli spettri di risposta dei segnali registrati in stazioni prossime ai siti considerati.

Mentre gli spettri di risposta probabilistici sono leggermente inferiori allo spettro delle NTC per tutti i siti, ci sono differenze invece con gli spettri di risposta deterministici: i valori sono stati maggiori di quelli definiti dalle Norme per il sito D e minori per il sito A. I risultati sono coerenti con l'attività sismica della zona.

Definito lo spettro, si passa alla fase di selezione e modifica dei segnali, fase che può influenzare i risultati finali. A tal proposito, per ogni sito sono stati utilizzati due metodi per generare accelerogrammi. Il primo set di 7 accelerogrammi è stato ottenuto con Rexel (Iervolino *et al*., 2009). Nel secondo set sono stati modificati con Seismomatch (Hancock *et al*., 2006) gli stessi segnali, non scalati. In entrambi i casi è stato utilizzato come spettro target quello fornito dalle NTC per un TR=1950 anni. Negli studi successivi si intende valutare le differenze che si

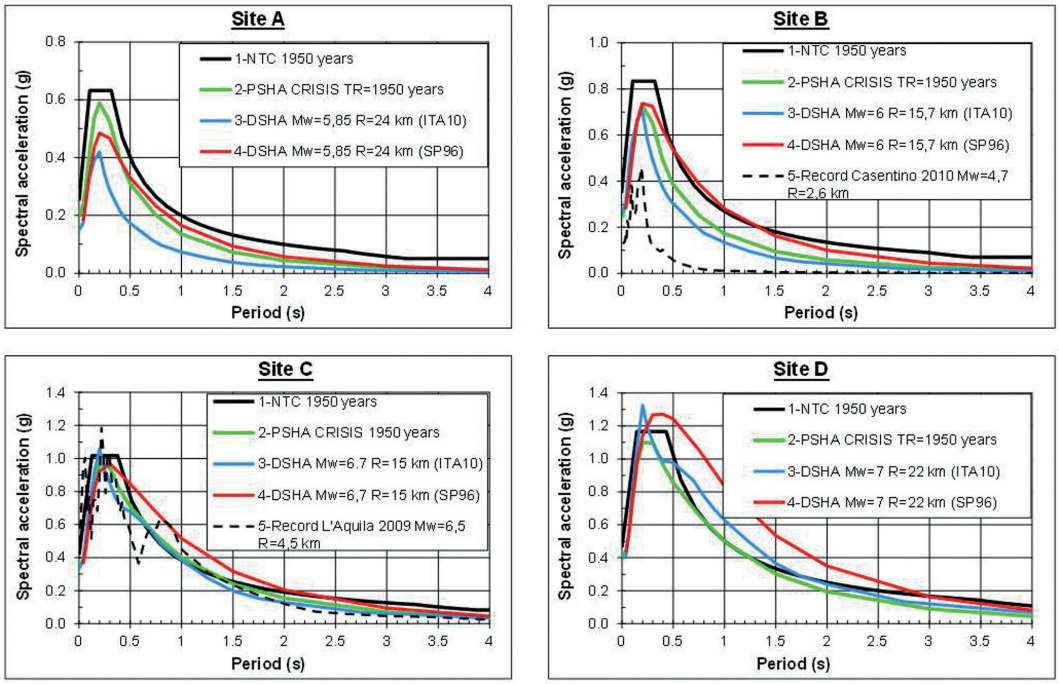


Fig. 1 – Spettri di risposta su suolo rigido calcolati per i 4 siti.

ottengono utilizzando un altro spettro target di riferimento. Sono stati inoltre considerati, per il sito A e per il sito D due set da 30 accelerogrammi scalati ciascuno, per capire quale effetto possa avere l'utilizzo di un maggior numero di segnali.

La Fig. 2 illustra i risultati per i due set del sito D. Si può notare che i segnali modificati con Seismomatch sono molto simili allo spettro target, mentre i segnali scalati mostrano una dispersione notevolmente maggiore.

Valutazione della risposta con un metodo semplificato. La valutazione della risposta è stata inizialmente eseguita con un metodo semplificato (Nuti e Basili, 2010). La diga è stata modellata mediante un oscillatore equivalente ad un grado di libertà. Le proprietà dell'oscillatore sono state definite tenendo conto delle interazioni fluido-fondazione-struttura (Fenves e Chopra, 1986), perciò la massa dell'oscillatore è stata incrementata per tenere conto del contributo inerziale dell'invaso, la rigidezza è stata modificata per tenere conto dell'interazione e lo

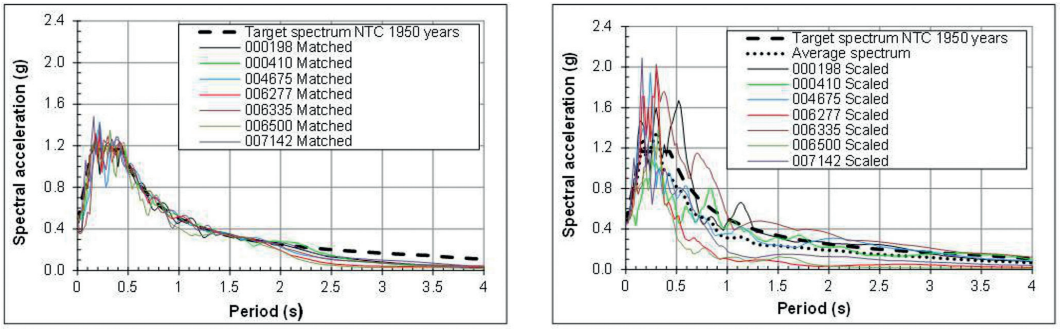


Fig. 2 – Spettri di risposta degli accelerogrammi ottenuti per il sito D: (sopra-sinistra) segnali modificati con Seismomatch e (sopra-destra) segnali scalati con Rexel.

smorzamento è stato aumentato per considerare il contributo dei depositi sul fondo del bacino e della roccia di fondazione. Per valutare lo spostamento residuo dovuto al terremoto è stata introdotta una slitta alla base del sistema, considerando però una resistenza allo scorrimento di tipo attritivo: si è scelto un angolo di attrito pari a 45° (privo di coesione) per enfatizzare le differenze tra le risposte prodotte con i diversi segnali definiti in precedenza. Quando il taglio alla base prodotto dall'evento sismico supera la resistenza allo scorrimento la diga scorre. Al termine del terremoto può essere valutato lo spostamento residuo.

Tab. 3 - Grandezze statistiche spostamento residuo.

Gruppo di segnali	Media [mm]	Dev.st. [mm]	COV
Sito A - 7 Matched Signals (NTC)	16	7	0.47
Sito B - 7 Matched Signals (NTC)	59	25	0.43
Sito C - 7 Matched Signals (NTC)	143	52	0.36
Sito D - 7 Matched Signals (NTC)	190	96	0.5
Sito A - 7 Scaled Signals (NTC)	41	50	1.21
Sito B - 7 Scaled Signals (NTC)	54	50	0.92
Sito C - 7 Scaled Signals (NTC)	146	45	0.31
Sito D - 7 Scaled Signals (NTC)	240	185	0.77

Sono state effettuate in totale 56 analisi di risposta non lineare utilizzando uno stesso oscillatore alto 87 m e corrispondente al concio più alto della diga a gravità considerata. Questo ha una larghezza al coronamento di 5 m ed una pendenza del paramento di valle è di 0.7. Il periodo della struttura a vuoto è T=0,21 s mentre, se si considera il massimo livello dell'invaso, il periodo equivalente diventa 0,29 s e lo smorzamento del 7%.

La Tab. 3 riporta il confronto tra la media, la deviazione standard e la covarianza (COV) dello spostamento residuo alla base ottenute per i diversi gruppi di segnali mostrando che i segnali modificati con una procedura di "match" hanno una covarianza sensibilmente minore rispetto a quella dei segnali scalati.

Analisi accurate. Le analisi accurate sono indispensabili per studiare con precisione l'evoluzione della risposta della struttura nel tempo. Le strutture scelte per effettuare l'analisi non lineare nel dominio del tempo sono due: una diga a gravità ed una di tipo ibrido ad arco-gravità.

La diga a gravità è composta da 19 conci larghi 20.0 m e con altezza variabile da 20.0 m ad 87.0 m. Tutti i blocchi hanno una larghezza del coronamento di sommità di 5.0 m ed una inclinazione del paramento di monte e di valle rispettivamente pari a 0.03 e 0.7. Se si escludono le sezioni degli sfioratori le larghezze alla base variano da 13.0 a 62.0 m. L'estensione del coronamento, non rettilineo, è pari a 380 m. Le caratteristiche principali del calcestruzzo sono: modulo elastico di E=23.64 Gpa e una massa di ϱ=2390 kg/m^3. Per la roccia di fondazione si è assunto un modulo E=41.55 GPa.

La diga ad arco-gravità ha un altezza massima di 100.0 m ed un estensione del coronamento di 250.0 m. È composta da 11 conci monolitici separati da giunti. I tre conci centrali hanno una sezione simile a quelle previste per le dighe a gravità mentre i conci laterali, con spessori che variano da 21.0 a 4.0 m hanno una conformazione più vicina alle dighe ad arco. Lo spessore del concio centrale varia da 100.0 m alla base ai 10.0 al coronamento. Le proprietà considerate nell'analisi sono le seguenti: modulo elastico E=31,47 GPa, densità di massa del calcestruzzo ϱ=2390 kg/m^3. Il modulo elastico della fondazione è stato posto pari E=30 GPa.

Per quando riguarda la modellazione nel programma agli elementi finiti, le deformazioni plastiche dei giunti verticali e delle superfici di contatto tra roccia e calcestruzzo sono state

modellate utilizzando un legame attritivo alla Coulomb. Per tutte queste superfici di contatto si è assunto un angolo di attrito pari a 45°.

Per ciascuna diga sono state condotte due analisi con accelerogrammi diversi, uno relativo al sito A ed uno relativo al sito D. Le non linearità associate al materiale sono state modellate riproducendo sia la deformazione plastica sia la riduzione della rigidezza del materiale per effetto dei carichi ciclici (Lee e Fenves, 1998). I parametri utilizzati per il modello sono stati desunti dalle analisi svolte dagli autori per la diga di Koyna assumendo come resistenza a trazione un valore di 1.3 MPa.

Per identificare le zone di massima concentrazione delle tensioni di trazione vengono riportate le mappe delle variabili di danneggiamento al termine del terremoto (il colore rosso identifica le zone in cui il calcestruzzo non è più in grado di resistere a trazione). Si riporta dapprima il caso della diga a gravità.

Osservando la Fig. 3 si nota che le zone dove si concentra il danneggiamento si trovano al centro dei paramenti di monte e valle. Dalla deformata, amplificata 10 volte, si nota inoltre uno scorrimento dei conci laterali in avanti. A tal proposito, sono stati valutati degli scorrimenti e delle aperture dei giunti di 55 cm e 1.77 cm per il sito A e di 56 cm e 4.9 cm per il sito D. La massima deformazione plastica ottenuta per il sito D è pari a 3.73 E-3 per il primo sito e 14.6 E-3 per il secondo. Da questa, considerando una mesh che ha una dimensione media di 5.0 m si ottiene una valutazione approssimativa delle aperture della fessure, risultate di 19 mm e 73 mm e registrate al centro del paramento di monte di uno dei conci degli sfioratori.

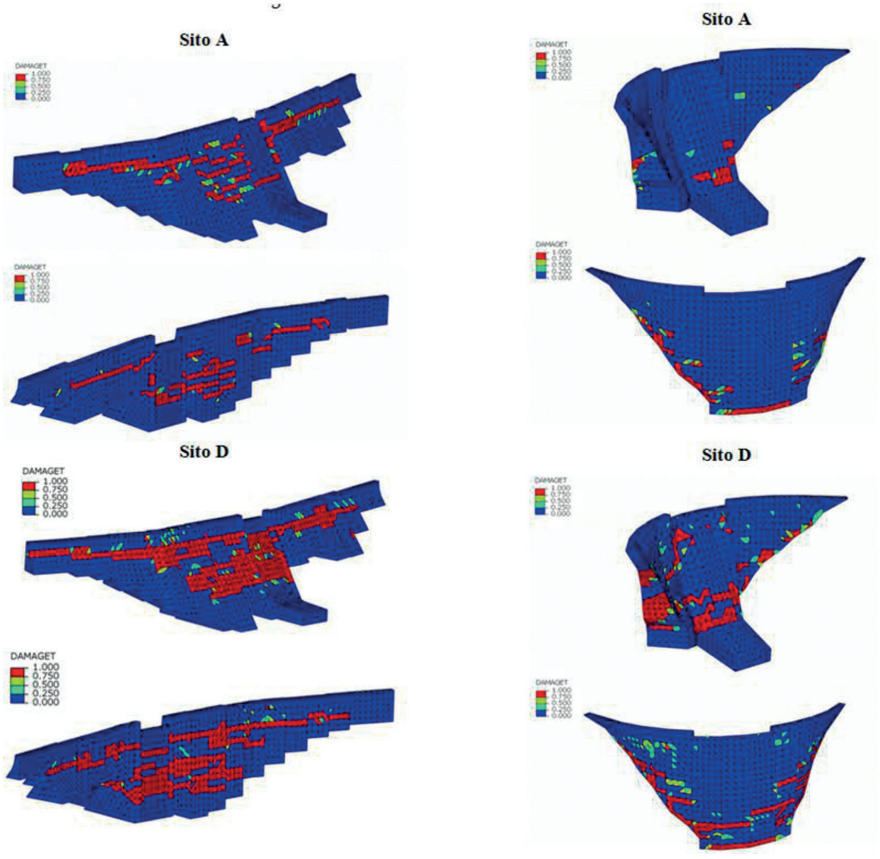


Fig. 3 – Risultati delle analisi con codice FEM, utilizzando il segnale relativo al sito D: (in alto-sinistra) Danneggiamento ottenuto sui paramenti di valle e di monte per la diga a gravità e (in alto-destra) Danneggiamento ottenuto sui paramenti di valle e di monte per la diga ad arco-gravità.

Al termine del terremoto non si osservano possibili cinematismi in grado di portare al collasso la struttura. Sulla base di questi risultati è possibile affermare che la diga è in grado di resistere al terremoto allo stato limite di collasso senza provocare un rilascio incontrollato dell'acqua.

I danneggiamenti registrati nel caso della diga ad arco-gravità con il segnale relativo al sito A sono concentrati sul perimetro del paramento di monte e a metà dei paramenti di valle dei conci a gravità. Gli scorrimenti tra i giunti arrivano ad un massimo di 15 mm mentre le aperture raggiungono valori di 8,3 mm. Per completare il quadro sul comportamento non lineare si valuta l'apertura delle fessure risultata pari a 3,2 mm.

Le analisi svolte con il segnale relativo al sito D mostrano, come era prevedibile, parametri sensibilmente maggiori. Osservando la storia degli spostamenti sul concio centrale della diga è evidente uno spostamento residuo di 1,38 cm. I danneggiamenti sono notevolmente più estesi sia sul paramento di valle sia su quello di monte. Gli scorrimenti tra i giunti arrivano ad un massimo di 57,7 mm, e le aperture sono di 26,7 mm. L'apertura delle fessure raggiunge i 16,7 mm.

È importante notare che, a differenza del caso precedente, la risposta sismica della diga rispetto agli spostamenti monte-valle è influenzata dall'attivazione dell'effetto arco. I danneggiamenti prodotti sul paramento di valle sono l'effetto di spostamenti della diga verso monte e quindi associati ad un comportamento a mensole indipendenti. Questo dimostra l'importanza di aver modellato i giunti verticali tra i conci. Un altro aspetto che va tenuto presente è la sicurezza della diga al termine del sisma. Nonostante i danneggiamenti, una volta applicata la pressione dell'acqua viene ripristinato l'effetto ad arco.

Conclusioni. Molte delle dighe in calcestruzzo presenti in Italia sono state progettate e costruite senza tenere in conto l'azione sismica o facendo uso di criteri sismici oggi obsoleti. Considerato l'elevato rischio sismico associato alle dighe è essenziale studiare delle procedure che permettano di capire come scegliere l'azione sismica con cui eccitare la diga e quali siano le dighe più vulnerabili all'azione sismica.

Nella prima parte del lavoro sono stati individuati 4 siti di riferimento (con PGA variabile tra 0,25 g e 0,46 g per un tempo di ritorno allo SLC di 1950 anni) e per ciascuno è stato eseguito uno studio di pericolosità specifico con il metodo probabilistico e quello deterministico.

A partire dagli spettri sono poi stati selezionati per ciascun sito due set di accelerogrammi, uno composto da accelerogrammi scalati ed uno con accelerogrammi modificati per mezzo di wavelets.

Attraverso un metodo semplificato sono stati inoltre valutati gli effetti dei segnali scelti sulla risposta. I risultati hanno confermato che il metodo di scelta dei segnali selezionati influenza fortemente la risposta della struttura. I segnali modificati forniscono valori di accelerazione meno dispersi rispetto a quelli scalati. L'utilizzo di un metodo semplificato ha permesso di analizzare un grande numero di segnali in un tempo relativamente breve, dando informazioni su quali siano quelli che producono gli effetti maggiori.

Il comportamento sismico delle dighe è stato poi valutato utilizzando analisi tridimensionali agli elementi finiti effettuate su due casi studio: una diga a gravità alta 87 m ed una diga ad arco gravità alta 100.0 m. In entrambi i casi sono state effettuate analisi dinamiche non lineari in grado di tener conto dei fenomeni più importanti quali: l'interazione fluido-struttura, l'interazione fondazione-struttura, la presenza dei giunti modellandone il comportamento non lineare e l'apertura delle fessure.

I risultati delle analisi hanno dimostrato la capacità dei metodi più avanzati di analisi di fornire con sufficiente accuratezza le grandezze grazie alle quali è possibile valutare lo stato di sicurezza della struttura. La diga ad arco-gravità si è dimostrata più resistente alle azioni sismiche confermando le esperienze provenienti dai terremoti del passato.

Bibliografia

Bazzurro P. and 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. and Paolucci R. (2011): Ground Motion Prediction Equations Derived from the Italian Strong Motion Data Base, Bull Earthquake Eng 9:1899–1920.

Fenves G., Chopra A.K. (1986): Simplified analyses for earthquake resistant design of concrete gravity dam, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley

Fiorentino G., Furgani L., Nuti C., Sabetta F. (2014): Seismic Hazard and use of strong motion time histories for dam seismic analyses, 2ECEES, Istanbul, 24-29 agosto 2014.

Fiorentino G., Furgani L., Nuti C., Sabetta F. (2014): Analisi dinamiche non lineari di dighe in calcestruzzo, Giornate AICAP, Bergamo, 22-24 maggio 2014.

Fiorentino G., Furgani L., Nuti C., Sabetta F. (2013): Pericolosità sismica e generazione di accelerogrammi per verifiche sismiche sulle dighe, 32° convegno GNGTS, Trieste, 17-19 novembre 2013.

Hancock J., Watson-Lamprey J., Abrahamson N.A., Bommer J.J., Markatis A., McCoy E. and 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. and Cosenza E. (2009): REXEL: computer aided record selection for code-based seismic structural analysis, bulletin of Earthquake Engineering, 8:339-362.

J. Lee, G. Fenves (1998): A Plastic-Damage Concrete Model For Earthquake Analysis Of Dams, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 27: pp. 937-956.

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

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

Sabetta F. and 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. and 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. and Pagliaroli A. (2012): Selezione dell'input per simulazioni numeriche ai fini della microzonazione sismica, 31° Convegno Nazionale GNGTS, Potenza, 20-22 Novembre 2012.

DYNAMIC CHARACTERISTICS OF MALTESE BUILDINGS

P.Galea[1], T. Micallef[1], M. Mucciarelli[2], S. D'Amico[1]

[1] Physics Department, University of Malta, Malta

[2] Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy

Introduction. The Maltese archipelago is classified as having low-to-moderate seismic hazard with agenerally low level of seismic activity around the island, while being exposed to rare, large events originating at nearby major tectonic features such as in SE Sicily. However, being exposed to a high building density means that the Maltese Islands are subjected to a considerable seismic risk. To reduce such risks it is important to understand how buildings will respond to seismic shaking and predict possible resonance phenomena.

Building response to ground motion is as complex as the ground motion itself, and depends on numerous properties of the building. Seismic waves released at earthquake sources approach the base of a building from a given direction. Horizontal and vertical ground motions lead to different types of forces on the building, such as tension, shear, compression, bending or torsion forces. As discussed by Albarello (2013), ground shaking can be described as a linear combination of simple harmonic oscillations. For this reason, an earthquake's effect on a structure can be mainly studied by considering the effect of a single oscillation.Buildings experience mo stly horizontal ground motion due to seismic body S waves generated during an earthquake. If these horizontal distortions are large, the damage may be disastrous. In fact, most buildings are designed to resist lateral forces in order to minimize the amount of damage

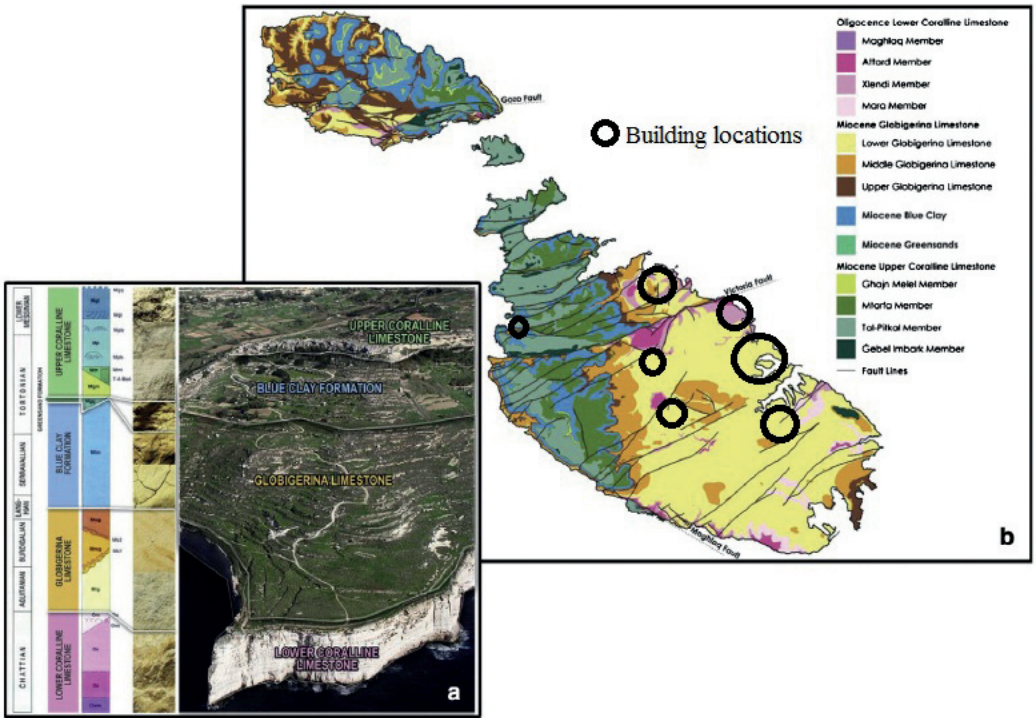


Fig. 1 – a) The geological stratification of the Maltese Islands including the members, sublayers, geological era, texture and outcrop occurrence of all the layers. The same colour code isfollowed in Fig. 1 (b) [modified from The Geological Map of the Maltese Islands (Oil Exploration Directorate, Office of the Prime Minister, Malta, 1993)]; and (b) outcropgeology of Malta and Gozo (Oil Exploration Directorate, Office of the Prime Minister, Malta, 1993) with topography and major fault patterns (Mapping Unit, Malta Environment andPlanning Authority, MEPA, 2010). Location of recording sites are also indicated.

caused. Different buildings respond differently to the same ground motion and will resonate at different frequencies. The building's vibrations tend to centre around one specific frequency, namely the building's natural or fundamental frequency, which in general decreases with height (Nelson, 1996).

Seismic building codes are designed to protect people inside buildings by preventing collapse and enable secure evacuation. A structure should withstand minor earthquakes undamaged, withstand moderate earthquakes without large structural damage and withstand major earthquakes without collapse. After any seismic action, the structure needs to be ensured to retain a residual strength and stiffness against horizontal ground motion and retain its entire load bearing capacity against vertical loads.However, even if all new buildings are built properly under more advanced codes, older buildings are still very vulnerable to earthquakes and therefore remain hazardous (MCEER, 2007). Most of the residential buildings around Malta consist of load-bearing unreinforced masonry walls and reinforced concrete roofs (Borg *et al.,* 2008). It is known that this type of construction is very vulnerable under even moderate levels of ground shaking.

This is a first study aimed at investigating the fundamental dynamic behavior of Maltese buildings utilizing the information contained in ambient noise vibrations. In particular it was intended to provide a preliminary idea of which kind of period-height relationship applies to local buildings, compared to similar relationships elsewhere. It was decided to limit this initial study to buildings constructed on bedrock, and, where possible, to isolated buildings. The

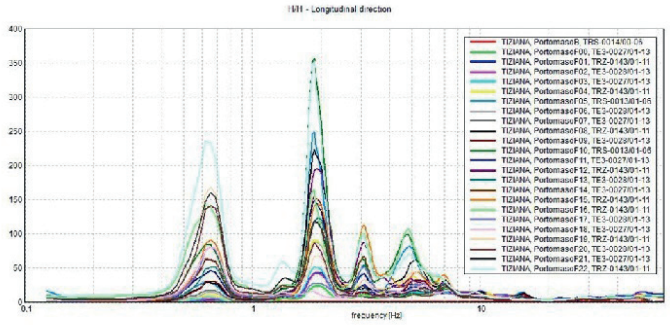
ambient noise was measured using MicromedTromino® 3-component portable seismographs located at the top and lowest floors of a building, and intermediate levels in some cases.

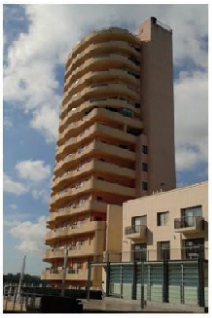
Maltese geology. Malta is located in the southern Mediterranean and is composed mainly of marinesedimentary rocks (Fig. 1). The oldest sedimentary formation of the Maltese Islands, of Triassicage, is not outcropping and the main exposed rocks were deposited from the Oligocene-Mioceneto Quaternary periods. The litho-stratigraphic sequence is relatively simple, consistingof five major layers namely the Lower Coralline Limestone (LCL), the Globigerina Limestone(GL), the Blue Clay (BC), the Greensand Formation and the Upper Coralline Limestone (UCL). UCL, GL and LCL strata are essentially considered as being stiff rocks, whereas the BC and theGreensands are soft sediments (Pedley*et al*., 1978, 2002).The LCL is the oldest exposed rock in the Maltese Islands, outcropping to a height of 140 min the vertical cliffs near Xlendi (Gozo). GL is the second oldest rock and outcrops overapproximately 70% of the area of the islands. On weathering and erosion, it assumes a broadgently rolling landscape. The thickness of this formation changes considerably, ranging from 23 m near Fort Chambray (Gozo) to 207 m around Marsaxlokk (Malta). The BC formation overliesthe GL. It erodes easily when wet and it forms taluses which flow out over the underlying rock.Variations in thickness are considerable, ranging from 75 m at Xaghra (Gozo) to nil in easternMalta. Greensand consists of bioclasticlimestones rich in glauconite that were deposited in awarm sea. The deposit attains a maximum thickness of 11 m in localised depressions at Il-GelmusinGozo, but elsewhere is less than 1 m thick. UCL is the youngest Tertiary formation in theislands, reaching a thickness of approximately 160 m in the Bingemma area (Malta). Localtectonic activity appears to have resulted in the brief emergence of the formation above sea level.The UCL is very similar to the lowest stratum (LCL) in the Maltese Islands. These rocks aresporadically overlain by terrestrial, aeolian and alluvial deposits laid down following theemergence of the Maltese Islands above sea level. Much of the central and south-eastern portion of Malta comprises outcrops ofGL while the northern and north-western regions are characterized by highlands on which UCLis the dominant outcrop. The geology of Gozo is more varied than that of Malta, with morefrequent outcrops of BC being a characteristic feature.

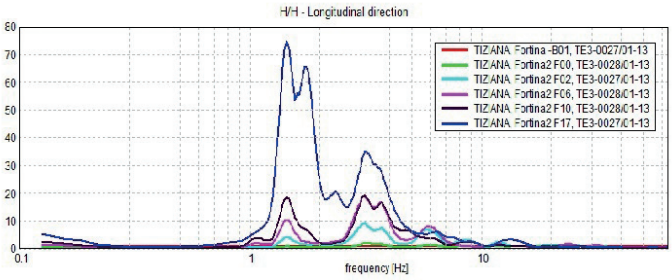
Methodology and data set. The building response survey was carried out by recording 10 – 30 minutes of ambient vibrations at a sampling frequency of 128 Hz, on 21 different buildings (Fig. 1) around Malta with difference in shape, different construction material (reinforced concrete or masonry) and with height in the range of 1 – 23 floors. Considering the respective interstorey height, the range of building height is between 5 and 98 meters.The instruments were aligned with their North-South direction parallel to the long axis of the building.

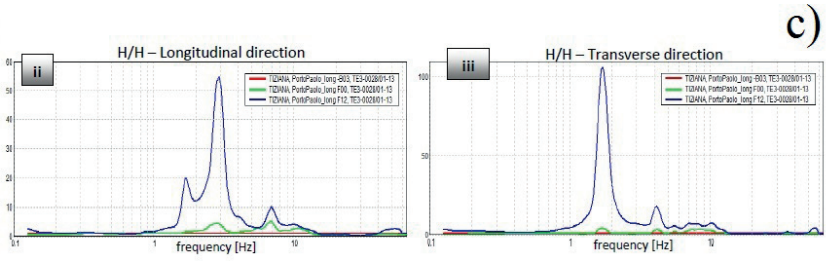
Studies have shown that the nature and thickness of surface sediments are two important local geological factors that can significantly affect the level of earthquake shaking (Navarro *et al*., 2004). Site response studies using ambient noise over the Maltese islands (Vella *et al*., 2013) have shown that sites consisting of Lower Coralline and Globigerina Limestone layers, underlying most of the urban and industrial areas, exhibit mostly flat H/V response curves above 0.5 Hz, which is the essential range for engineering purposes in the construction and design of typical local structures. On the other hand, the presence of the Blue Clay layer, whether outcropping at the surface or as a layer lying under the hard Upper Coralline Limestone layer, was found to induce site amplification. For this reason, all the studied buildings were chosen to lie on hard rock in order to avoid possible effect of ground amplification due to the clay layer. This is an interesting and important effect which will be investigated in a separate study. Where possible, buildings located near construction work or industries were avoided.

Since this study was aimed at investigating the fundamental period – height relationship, we tried to analyse mostly buildings of regular and isolated configuration. This was not always possible as Maltese building density is high and it is difficult to find completely isolated buildings. It is also known that the period-height relationship may differ for unreinforced masonry buildings and reinforced concrete ones (*e.g*. Panzera *et al*., 2013). In this first study no









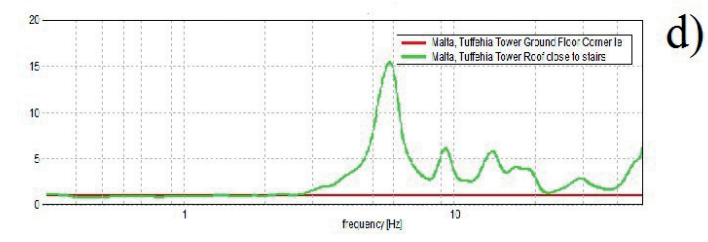


Fig. 2 – Hi/Ho results for four different investigated buildings (see text for details).

distinction was made between the two. The taller buildings were reinforced concrete structures, while shorter buildings, which were generally residential structures and apartment blocks, tended to be unreinforced masonry structures.

Some tall buildings, such as the Portomaso Tower (Fig. 2a) consisting of 23 floors and the Fortina Hotel consisting of 17 floors (Fig. 2b) were investigated in more detail, by measuring ambient noise at several floors in between. This is interesting because it provides potential information on higher modes of vibration. For the shorter buildings (Fig 2c), ambient noise

measurements were taken only at the highest and lowest accessible floors. Ambient noise measurements were also taken on a historical building, a coastal watchtower (Fig 2d), located along the northern coast of the island of Malta.

The data analysis on modal behaviour was carried out using the Grilla software supplied with the Tromino instruments. Reliable estimates of the building's fundamental frequency, as well as higher mode frequencies in some cases, were obtained by computing both horizontal-to-vertical spectral ratios (Nakamura, 1989) at a given level of the building, as well as the horizontal-to-horizontal spectral ratio of a given level to the basement level. The latter was carried out along two axes corresponding to the long and short dimensions of the building. The Non-Parametric Damping Analysis (NonPaDAn) method (Mucciarelli and Gallipoli, 2007) was also used to obtain an estimate of the damping at the fundamental frequency of each building investigated, although the results are not presented here..

Results and discussion. Some examples of the results from individual buildings are presented in Fig. 2.The Portomaso Business Tower, shown in Fig. 2a, is the tallest building in Malta, located in the heart of St Julian's, that has been open since 2001. It is 98 m tall, spread over 23 floors. To a first approximation, a building like the Portomaso Tower is similar to a cantilever beam fixed in a vertical position to the ground. However, its construction and architecture make it different from a simple cantilever because from the first to the sixth floor it is attached to another building with different dimensions.Readings were taken on all floors of the tower, placing the instrument in the stairwell. The Hi/Ho amplitude spectral ratio as a function of the frequency for the longitudinal direction is shown in Fig. 2a. The fundamental (lowest) frequency is 0.65 Hz, with the transverse frequency being slightly lower (0.59 Hz) as expected. On the other hand, the fundamental frequency measured from the H/V plot at the highest floor is 0.72 Hz. Higher mode frequencies are also observed in both longitudinal and transverse directions, and are also clearly identified by plotting the modal shapes at the given frequencies. Such measurements permit the observation of modal behaviour of tall structures relatively easily, however the interpretation and analysis of such behaviour is not simple and is best carried out in parallel with numerical modelling of the building.

Another tall building studied in Malta is the Fortina Spa Resort located in Sliema (Fig. 2b). It is 52 metres tall spread over 17 floors with a basement underneath. This building has a regular oval in-plan shape and from the ground floor till the ninth floor it is joined to another building, similar to the Portomaso tower. The fundamental frequency, which is the lowest frequency of the building, is clearly identified in this case for both the longitudinal direction at a frequency of 1.47 Hz and transverse direction at a frequency of 1.05 Hz. Several higher frequency modes are observable in both the longitudinal and transverse directions, but no discussion of such modes will be attempted here.

Fig. 2c shows results from the Porto Paolo apartment block. This building is situated in St Pauls' Bay, Malta and is 12 floors high, spread over 38 m with three levels underground car park. It is an isolated building however it has a different structure than usual since from the ground till the fifth floor it has a larger in-plan area than from the sixth till the thirteenth floor. The Hi/Ho spectral ratio plots in the longitudinal and transverse directions give very sharp peaks representing the fundamental frequency of the building at 2.88 Hz in longitudinal (longest side) and 1.71 Hz in the transverse (shortest side) direction of the building. The H/V method gives fundamental frequencies of 2.80 Hz and 1.70 Hz for the longitudinal and transverse directions respectively.

Fig. 2d shows the analysis for the Ghajn Tuffieha watchtower on the Northwest coast of Malta. Thesekind of structures were built by the Knights of Malta in the 17th century for impending incursions into the Maltese territory. The watchtowers were occupied by local guards who would alert the army of any intruding visitors. The response of the structure is relatively simple, and the measured fundamental frequency lies between 5 – 6 Hz.

The period - height relationships for the set of buildings covered in this study for orthogonal

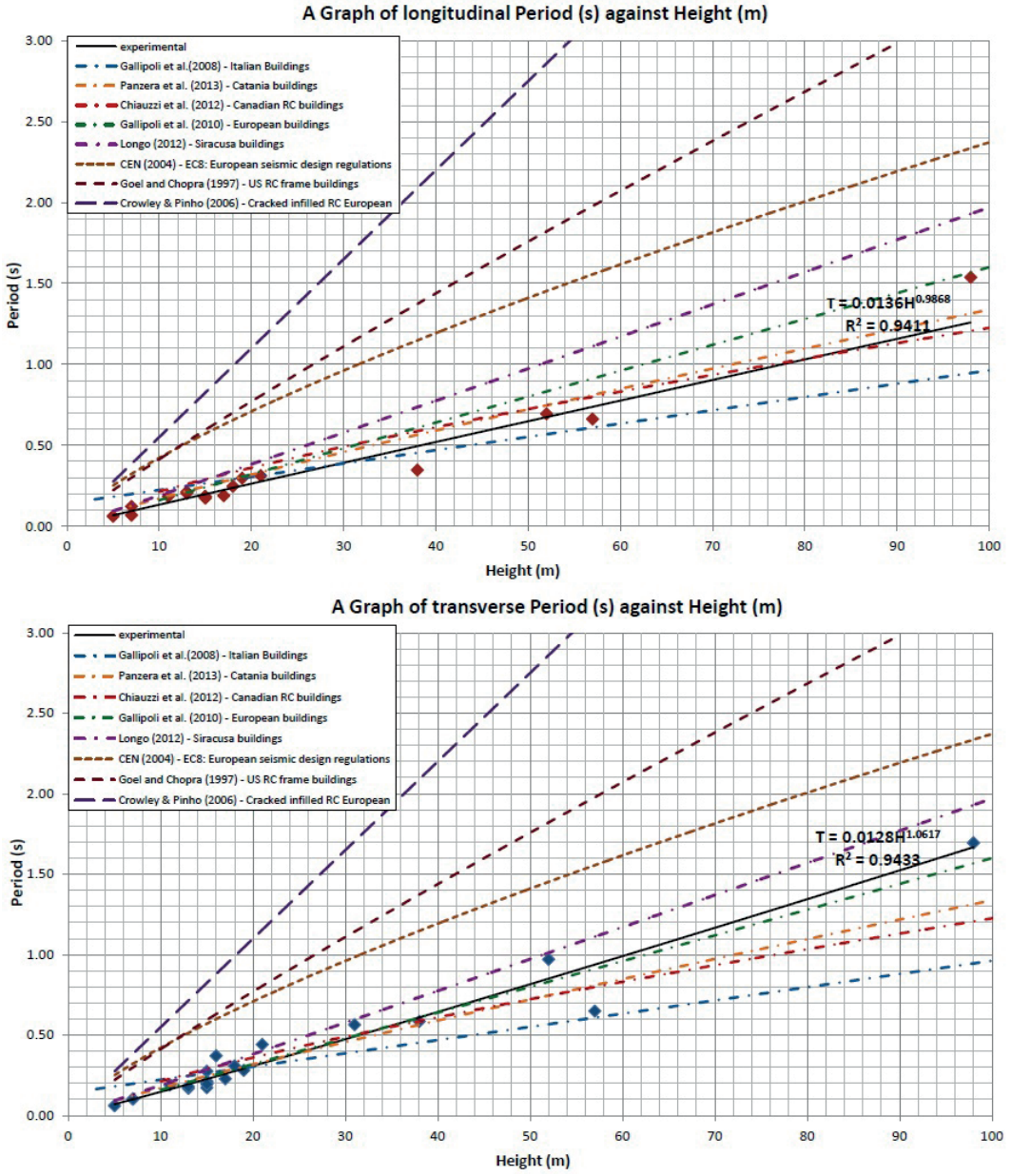


Fig. 3 – a) Experimental period – height relationship in the longitudinal direction (longest side) of the Maltese buildings studied, in relation to other similar relationships by several authors. b) Same as (a) but in the transverse direction (shortest side).

translational directions are shown in Fig. 3. In order to conform with most similar relationships obtained for different cities and countries in the world, a power law was used for the calculated regression of data. The best-fitting relationships together with their R^2 values are shown on the graphs.The regression wascarried out separately for both (longitudinal and transverse) vibration directions. As a first observation, it is evident that the relationships are markedly different from those provided by the Eurocode 8 (CEN, 2003) and Goel and Chopra (1997) for the US. However, the experimental results obtained are in very good agreement with the others.

In particular, for heights up to 30 m, the experimental period – height relationships are very similar to the relationships provided by Gallipoli *et al*. (2008) for Italian buildings, Gallipoli *et al*. (2010) for European buildings (consisting of buildings from Italy, Slovenia, Croatia and Republic of Macedonia), Panzera *et al*. (2013) for Catania, and Longo (2012) for Siracusa, as well as for Chiauzzi *et al*. (2012) for Canadian RC buildings. It is important to remember that in this study, a low energy input source (ambient noise) was used for estimating the fundamental period of a building. In addition, this might influence the linear elastic response, thus causing the fundamental period to be underestimated as it is not based on strong seismic actions. As observed by Celebi (1998), the first mode periods and damping ratios obtained from strong motion response were about 20 to 50 % more than those corresponding to ambient vibration data. In fact, longer periods of vibration due to a limited amount of cracking during earthquakes are expected. Conversely, Hong and Hwang (2000) observed a much lower period than expected during strong earthquake shaking in RC Taiwan buildings, designed according to the Uniform Building Code (UBC). It is therefore likely that the shaking level (whether it is weak or strong) may not be the only responsible factor for the observed differences between experimental and numerical period – height relationships. Another important factor would be attributed to the role of stiff masonry infill walls. Studies have shown (*e.g*. Kose and Karslioglu, 2006; Pujol *et al*., 2008; Kose, 2009) that continuous infill masonry walls aim to reduce the vulnerability of a RC structure. In fact, the presence of infill walls tends to strengthen the mass and lateral stiffness of the system (Panzera *et al*., 2013), hence decreasing the fundamental period of the building and consequently changing its seismic response (Ricci *et al*., 2009).

Concluding remarks. The motivation for this work arose from the need to understand the local dynamic behaviour of Maltese buildings, especially in the case of earthquake ground shaking. Knowing the behavior of local buildings is essential for understanding how buildings will respond under earthquake ground motion and hence an essential part of seismic risk assessment.

The dynamic behaviour of 21 Maltese buildings based on ambient noise measurements were analysed, using both H/V spectral curves as well as spectral ratios Hi/Ho. Fundamentalfrequencies were also deduced from non – parametric damping analysis (NonPaDAn), although these results are not presented here.These methods gave comparable results for the estimation of the fundamental frequency of buildings. However, in most cases, the Hi/Ho spectral ratio method appears to be the most reliable method for assessing frequency, especially for the identification of higher mode frequencies in tall buildings. Furthermore, with a short, single measurement of ambient noise at the top of a building, the non – parametric damping analysis (NonPaDAn) was able to provide the damping estimations at the relative fundamental mode of the building. Results from different methods show that for a rapid survey of a large number of buildings, and where only an approximate value for the fundamental frequency is required, it is enough to use one portable seismograph on the roof of the building and measure the fundamental frequency from the HVSR plots, since this is a good approximation to the one obtained from the Hi/Ho plots. This would mean that the study of one building can be done in about 15 minutes. The study presented in this paper has led to two simplified relationships, between the fundamental period of vibration in orthogonal translational directions and the height of 21 different buildings, situated in Malta. These relationships obtained through the Hi/Ho spectral ratio technique were fitted by a simple power law relationship for the transverse andlongitudinal directions. Moreover, experimental results show that the fundamental periods for Maltese buildings are very similar to other buildings particularly in Sicily and southern Europe, when measured from ambient noise data. However, significant differences exist from other relationships. In particular, the experimental period results show lower values than those proposed by the Eurocode 8 (CEN, 2003) for elastic behaviour of buildings, Goel and Chopra (1997) for US reinforced concrete frame buildings and Crowley and Pinho (2004) for cracked infilled reinforced concrete European buildings. The discrepancy with the EC8 recommendations is particularly important

since design criteria are usually based on this relationship. These differences can be attributed to various factors that affect the dynamic response of buildings, including the presence of connected adjacent buildings, the geometry of the building, the construction material, the soil condition under the building, the level of shaking, the role of stiff masonry infill walls and others. More detailed studies are required to better understand whether the major causes of the discrepancieslie in the building typologies or in the method of measurement. In the case of the local scenario, further studies will investigate the effects of underlying geology, different construction materials, historical buildings, as well as the effect of building aggregates, especially with regard to different adjoining heights, as opposed to individual buildings.

References

Albarello, D.; (2013): *Seismic Hazard Assessment: Part 1 – Theoretical Background and examples*. The University of Malta, Physics Department, 23rd September 2013. Presentation

Borg, R. P.; Borg, R. C. and Borg Axisa, G.; 2008: The *Seismic Risk of Building on Malta*. Symposium On "Urban Habitat Construction Under Catastrophic Events", 23-25th October 2008.

Celebi, M. E.; 1998: The Loma Pieta, *California, Earthquake of October 17, Building Structures*, USGS, Professional Paper 1552-C, Washington, DC

Crowley, H. and Pinho, R.; 2004: *Period-height relationship for existing European reinforced concrete buildings*, Journal of Earthquake Engineering, 8, Special Issue 1, 93-119.

CEN. (2004).*Eurocode 8: Design of Structures for Earthquake Resistance – Part 1: General Rules, Seismic Actions and Rules for Buildings*; Committee for standardization: Brussels.

Chiauzzi, L.; Masi, A.; Mucciarelli, M.; Cassidy, J. F.; Kutyn, K.; Traber, J.; Ventura, C. and Yao, F.; 2012: *Estimate of fundamental period of reinforced concrete buildings: code provisions vs. experimental measures in Victoria* (BC, Canada), 15th WCEE, LISBOA, 2012.

Gallipoli, M. R., Mucciarelli, M. and Vona, M.; 2008: *Empirical estimate of fundamental frequencies and damping for Italian buildings*, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, **38**, 8, 973-988.

Gallipoli, M. R., Mucciarelli, M., Šket-Motnikar, B., Zupančić, P., Gosar, A., Prevolnik, S., Herak, M., Stipčević, J., Herak, D., Milutinović, Z. and Olumćeva, T.; 2010;.*Empirical estimates of dynamic parameters on a large set of European buildings,*Bulletin of Earthquake Engineering, **8**, 593– 607.

Goel, R.K. and Chopra, A.K.: 1997: *Period formulas for moment-resisting frame buildings, Journal of Structural Engineering*, ASCE **123** (11), 1454–1461

Hong, L. L. and Hwang, W. L.; 2000: *Empirical formula for fundamental vibration periods of reinforced concrete buildings in Taiwan*, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, **29**, 327-337.

Kose, M. M.; 2009: *Parameters affecting the fundamental period of RC buildings with infill walls*, Eng. Struct. **31** (1), 93-102.

Kose, M. M. And Karslioglu, O.; 2006: *Modelling the effect of infill walls on behaviour of high rise RC buildings under earthquake loading*; Tubitak Project No. 105M022, Ankara.

Longo, E.; 2012: *Valutazione del comportamento dinamico di edifici campione nell'area di Siracusa*. **M. Sc.** Dissertation: University of Catania

MCEER; 2010: *How Earthquakes Affect Buildings*. Available online: https://mceer.buffalo.edu/infoservice/reference_services/EQaffectBuilding.asp, last accessed 5 January 2014.

MEPA, 2010.*The environment report 2008*. Sub-report 4 — Land. Floriana: MaltaEnvironment and Planning Authority. (Available online http://www.mepa.org.mt/ter08-land, last accessed 19 March 2012).

Mucciarelli, M., and Gallipoli, M. R.; 2007: *Damping estimate for simple buildings through non-parametric analysis of a single ambient vibration recording*. Ann. Geophys. 50, 259–266.

Nakamura, Y.; 1989: *A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface*, Quarterly Report of RTRI, Railway Technical Research Institute, **30**, 25-33

Navarro, M., Vidal, F., Feriche, M., Enomoto, T., Sanchez, F. J. and Matsuda, I.: 2004: *Expected Ground-Rc Buildings Structures Resonance Phenomena Granada City (Southern Spain)*, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, No.3308.

Nelson, S. A.; 1996: *Earthquakes and Seismic wave*. Available online: http://earthsci.org/processes/geopro/seismic/seismic.html, last accessed on 4 January 2014.

Panzera, F.; Lombardo, G. and Muzzetta, I.; 2013:*Evaluation of building dynamic properties through in situ experimental techniques and 1D modeling: The example of Catania, Italy*, Physics and Chemistry of the Earth, **63**, 136-146

Pedley H.M., Clark M. and Galea P.; 2002: *Limestone isles in a cristal sea: the geology of the Maltese islands*. P.E.G. Ltd,ISBN: 99909-0-318-2.

Pedley H.M., House M.R. and Waugh B.; 1978: *The geology of the Pelagian block: the Maltese Islands*. In: Narin A.E.M.,Kanes W.H. and Stehli F.G. (eds), The Ocean Basin and Margins. Vol. 4B: The Western Mediterranean, Plenum Press, London, pp. 417-433.

Pujol, S., Benavent-Climent, A., Rodriguez, M. E. and Smith-Pardo, J. P.; 2008:*Masonry infill walls: an effective alternative for seismic strengthening of low-rise reinforced concretebuilding structures*, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, 2008, Beijing, China

Oil Exploration Directorate, Office of the Prime Minister, 1993. *Geological Map of the Maltese Islands*: Sheet 1 — Malta; Sheet 2 — Gozo and Comino. **Valletta, Malta**

Ricci, P.; Verderame, G. M. and Manfredi, G.; 2009:*Il periodo elastico degli edifici in cemento armato tamponati*, 13Convegno Nazionale ANIDIS, Bologna. **ID-SM 10.5. p. 11.**

Vella, A.; Galea, P. and D'Amico, S.; 2013:*Site frequency response characterisation of the Maltese islands based on ambient noise H/V ratios*, Engineering Geology, **163**, 89-100.

THE PF7 EU ELITE PROJECT: ELICIT TO LEARN CRUCIAL POST-CRISIS LESSONS

M.R. Gallipoli[1], V. Lapenna[1], S. Piscitelli[1], J. Bellanova[1], C. Coccetti[2], R. Gimenez[3], B. Goujon[4], T. Grunnan[5], J. Hernantes[3], P. Kępka[6], S. Kowalski[7], G. Lang[8], A. Laugé[3], M. Maal[5], A. Masi[9], M. Mucciarelli[10], M. Neuruhrer[8], S. Ptak[6], R. Raspa[2], R. Van Santen[11], J.M. Sarriegi[3]

[1] Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, Consiglio Nazionale delle Ricerche, CNR-IMAA, Tito (PZ), Italy
[2] Anci Umbria, Italy
[3] Tecnun, University of Navarra, Spain
[4] Thales Research & Technology, France
[5] Norwegian Defence Research Establishment, Norway
[6] The Main School of Fire Service, Poland
[7] Gjøvik University College, Norway
[8] Research Institute of the Red Cross, Austria
[9] Scuola di Ingegneria, Università degli Studi della Basilicata, Italy
[10] Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, Italy
[11] I.S.A.R. German International Search and Rescue, Germany

Introduction. Learning lessons from others who have experienced similar situations is probably the most important step that people involved with crisis management can take to ensure that they are not left flatfooted when they are needed most (Grunnan and Maal 2014). In the wake of one of these events, crisis managers and first-responders analyse the actions they have taken, looking at what worked well and what did not. In the aftermath of crises, first responders will gather different experiences, and if the latter are not shared with others or written down, they can easily be disregarded (Kowalski *et al*., 2013; Maal and Grunnan 2013; Maal *et al*., 2013). By talking or writing about experiences it is possible to gain a deeper insight into what actually happened (Boin *et al*., 2005). Experiences are subjective and by sharing one's perception of the incident with others one can together attempt to attain a broader picture of what actually happened (Wildfire, 2013). At present, however, there is no real platform that facilitates the sharing of this knowledge. Vital information is thus not being transferred to the people who need it most, which can lead to the same mistakes being made over and over again. The objective of the FP7 EU Elite project is to bridge this communication gap.

The ELITE project. The ELITE project is an eighteen-month FP7-funded EU project whose main goal is to improve European emergency preparedness, response and recovery from disasters. These include natural disasters such as floods, large scale forest fires and earthquakes.

Therefore, the ELITE Project engages the main stakeholders in "Community of Practice" (ELITE CoP) for acquisition of relevant knowledge and sharing of insights and it uses a holistic approach covering all crisis dimensions (hazards, impacts, and phases along with their systemic relationships). Thus, the ELITE project has five objectives:

Fig. 1 – The Elite CoP.

1. establish a *Community of Practise* (CoP) in Crisis Management;
2. create a tested and validated ELITE *living document* of crisis management;
3. implement the ELITE living document;
4. analyse the learning process from lessons learned to lessons implemented;
5. deliver recommendations for future research.

The community of practice and living document. Communities of Practice (CoPs) are "groups of people who share a concern, a set of problems, or a passion about a topic, and who deepen their knowledge and expertise in this area by interacting on an ongoing basis" (Gimenez *et al*., 2014). CoPs enable the participants to share and exchange information, knowledge and experiences. It allows the participants to learn from both the failures and best practices from other organizations (Hernantes, 2013).

The ELITE CoP consists of a heterogeneous group of approximately 30 end-users from 13 European countries, ranging from first responders, Civil Protection units, NGOs, directorates and research institutions (Fig. 1), whose objective is to improving the sharing of knowledge related to best practices and lessons learned within the European emergency preparedness for disasters.

To begin the process of creating the ELITE CoP, a number of workshops were held which brought together stakeholders from a wide variety of backgrounds. First responders, policy makers, critical infrastructure managers, volunteers and civil protection bodies will all eventually use the living document. Some of these users will be looking for operational knowledge, while others will want more strategic advice, and so it was important that the diversity of goals and interests was considered from the start.

The first three of these workshops were focused on fires, floods and earthquakes respectively. Each workshop lasted two days and participants from different countries and different crisis

management institutions were invited. Each of these was designed to bring people within these communities together to discuss the requirements that they believed were needed for the living document to be an effective tool. As well as this, the workshops provided information to the project partners about how these people tend to learn from previous events, as well as what the main problems are when trying to solve issues in a crisis.

In the first workshop on forest fires (Weeze, Germany, April 15-16, 2013) a scenario based approach was used (Maal and Grunnan 2013a). The scenario based approach led to interesting discussions. However, it was difficult to structure the findings as the problems were complex and had different challenges in the various phases. Thus, based on this experience another approach was chosen for the following workshops. A problem structuring approach appeared as the most fruitful tool to tackle the multifaceted problems and to categorize them. We used a combination of methods described by Eriksson (2003). In the second workshop on earthquakes (Weeze, Germany, June 25-26, 2013) and the third workshop on floods (Vienna, Austria, 8-9 October 2013) a "*post-it*" method was used to structure the discussions (Grunnan and Maal, 2014). A "post-it exercise" was conducted in two steps where the experts in the ELITE CoP were invited to share their experiences. The participants were divided into three groups of ten experts, each with a facilitator from the ELITE project and one person taking notes.

Through the post-it exercise the experts would first write down lessons learned (also referred to as "problems" in the exercise) that they had experienced in their work on different post-its. Challenges like "inter-agency communication problems", "lack of knowledge in the population", "no debriefings" and "few evaluations" were mentioned by the experts. Next, the experts presented their post-its and stuck them onto the whiteboard. This would often cause discussions as the experts would often provide an example where they experienced this problem, other experts would also share similar experiences. This created an interactive context and became a good environment for learning. Post-it notes with similar lessons learned were grouped under larger problem areas and it was also noted in which of the phases of a crisis this problem was most prominent (pre-crisis, during the crisis, post-crisis, Fig. 2a). The facilitator played an important role in clustering the post-its. Examples of lessons learned were grouped in problem areas like "communication", "logistics", "training experience" and "knowledge". It was a participative process and all the group members got to share their views, triggering interesting discussions as the experts came from different countries and backgrounds. Results from each group were presented in plenary session. The second step of the process consisted of a session where the same groups had to identify possible solutions to the problems. Through the workshop exercises and the following discussions, it was possible to disseminate and collect procedures and best practices, thus establish a framework for identifying and reporting lessons learned in crisis management. The problems were plotted into a word-table, all the problems

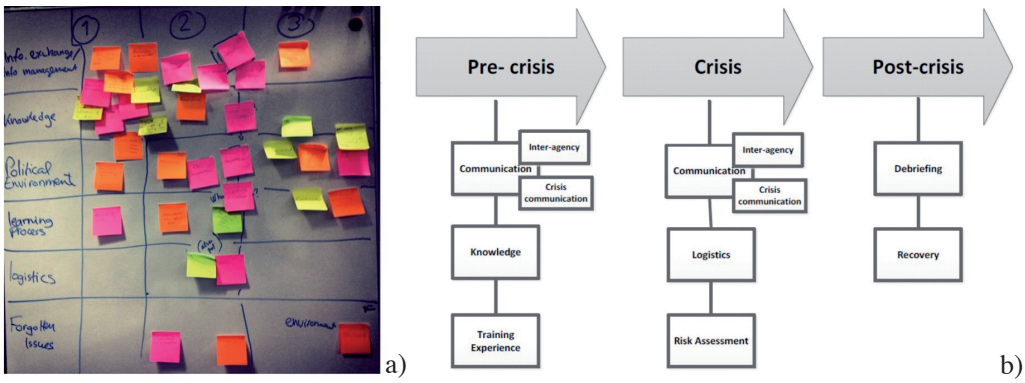


Fig. 2 – a) Pictures from post-it exercise in ELITE earthquake workshop in Weeze 2013 (Maal *et al*., 2013); b) lessons learned categories from the earthquake workshop (Maal *et al*., 2013)

were dealt with and each time a solution was proposed by the experts. Through the workshop exercises and the following discussions, it was possible to disseminate and collect procedures and best practices, thus establish a framework for identifying and reporting lessons learned in crisis management. In particular, the main lessons learned and identified in the earthquake workshop were categorized in a) Communication (Inter-agency communication and Crisis communication), b) Knowledge, c) Training, d) Logistics, e) Risk Assessment, f) Debriefing and g) Recovery (Fig. 2b). Communication was a challenge in the pre-crisis and during the crisis, while knowledge and training experience were only related to the pre-crisis phase. Logistics and risk assessment were related to challenges during the crisis. Finally, debriefing and recovery were problem areas in the post-crisis phase.

A report for lessons learned based on the findings from the three workshops was developed into a framework. The three-phases approach was replaced by a "holistic approach" where the major areas for lessons learned were merged together.

After these initial workshops, a living document was developed.

The ELITE *living document* is a is a wiki based repository web solution that comprises the lessons learned and best practices from disasters such as forest fires, earthquakes and floods, as well as those that are common across these disaster types. Available at www.elite-eu.org/wiki/, the ELITE living document provides its members with access to all of the information uploaded onto it. It provides an easy-to-use search function that allows the user to select several search criteria from pre-defined lists, as well as the ability to rate, comment on and discuss specific documents to provide feedback and further information for other users (Fig. 3). The development of the ELITE living document has been carried out using an iterative process based on elaborating and assessing successive prototypes (Nunamaker and Chen, 1990). This method has allowed the identification of requirements related to security, quality and type of information, and networking capabilities which lately, have been implemented in the ELITE living document.

The ELITE living document is maintained according to a 'wiki' philosophy by the ELITE CoP, guaranteeing the continuous update of information.

The fourth and final workshop (Weeze (Germany) on January 28-29, 2014 was focused on a *table-top exercise* prepared by the ELITE partners. This table top exercise provides an opportunity for the experts to test and validate the ELITE living document through the use of a specific scenario of disaster. Its aim was to ensure that the living document was a workable tool, as well as to reduce any issues that people might have with it. Again, the CoP members were

Fig. 3 – ELITE living document interface (http://www.elite-eu.org/wiki/index.php?title=Main_Page).

divided into three groups. Their assignment was to write a lessons learned report using both the framework and the prototype of the ELITE living document6. A visible scenario surfaced, namely Japan's earthquake followed by a tsunami as a domino effect in 2011. The CoP was supposed to (i) use this scenario as a starting point for the reporting exercise, (ii) access the living document and (iii) use sources/documents from the living document when writing the lessons learned report.

After the workshop a questionnaire was distributed among the members of the CoP in order to evaluate the holistic framework.

Based on the findings from the "post-it" exercises and the validation session, a holistic framework for lessons learned has been developed. It has been an iterative process. The aim has been to (i) identify and categorize common problems within each phase (pre-during and post-) in a specific crisis, subsequently (ii) identify and categorize common problems against disaster types in all phases, (iii) validate and test a preliminary holistic framework, and eventually present the final holistic framework. It takes into account common problems and hazards in all phases. Eight topics have been proposed as the main categories.

Knowledge includes awareness and learning. Prevention merges the topics of preparation, training and education. Crosscutting categories have been identified; communication, knowledge, coordination and decision-making and logistics. Coordination and decision-making incorporates the topic of management. Some categories, prevention, interoperability and recovery, can be regarded of utmost importance in certain phases.

The holistic framework, as well as the crisis specific frameworks provide first responders and other crisis managers with systematic help in identifying and reporting lessons learned. So, we recommend that the holistic framework developed in the ELITE project be used as guidelines for lessons learned in contingency and emergency planning. It is especially relevant when connecting lessons identified in the post-crisis phase with lessons learned and implemented in the pre-crisis phase.

Providing a trusted environment. The key success factors of the learning and sharing process are more social than technical. The community needs a trusted environment to learn and share effectively, and the ELITE project has succeeded in this respect by building a seminal community that could launch the learning and sharing process and help to bring together disparate stakeholders into a tight-knit community.

Two main limitations to the learning and sharing process are confidentiality and public recognition of mistakes. There is some information that should stay confidential, and the community should ensure that publicly shared information does not include confidential data. In addition, lessons learned should be written in a positive style, as the objective of their publication is learning and not pursuing potential responsible agents of past mistakes.

In the end, it will be up to those within the ELITE community to ensure that the web tool remains active and displays the most pertinent information in an organised and clear manner. The only valuable approach is "from practitioners to practitioners through practitioners", and it is thus the community itself that is the only entity capable of ensuring that the tools developed within the ELITE project remain useful to all involved.

Looking to the future. The final conference, titled "ELITE International Scientific Conference on best practices and lessons learned from natural disasters" was focused on four topics. These were the main challenges and problems in natural disasters, management issues during preparation, response and recovery, learning from crisis to crisis, and finally establishing effective communication channels and avoiding breakdown in communication.

Technology is currently highly efficient at collecting data, but processing this data into knowledge that can be transferred to others is still a human process. There is a significant amount of technology that supports capturing and sharing real time information about the evolution of a crisis, but developing critical reports on what was done to improve future preparation and response should still be done by knowledgeable people. The ELITE project is not only about

developing technologies, but also about developing a community of practice where knowledge can be created, shared and criticised.

New collaborative technologies have allowed CoPs to become virtual transcending space and time. Virtual Communities of Practice (VCoPs) are developed from the more established concept of CoP (Tickle *et al*., 2011) and, without excluding face-to-face meetings, rely primarily on information and communication technologies (ICT) to connect their members (Dubé *et al*., 2006). As a consequence of these characteristics, the number of VCoPs has grown progressively in domains such as education, engineering, management, and health (Campbell *et al*., 2007). With the objective of improving the sharing of knowledge related to best practices and lessons learned within the European emergency preparedness for disasters, a VCoP has been established during the development of a project funded by the European Commission. The VCoP groups a number of experts with experience in natural disasters from different levels in the crisis management hierarchy and countries of Europe. The interaction of this VCoP takes place face-to-face, through disaster scenario based workshops, and online, through a wiki based technological platform.

It was agreed that the project has succeeded in fulfilling its objectives by creating an embryonic community of multidisciplinary users, collecting valuable initial data and developing the tools that will help to facilitate an efficient learning and sharing process.

Acknowledgements. This project has received funding from the European Union's Seventh Framework Programme for research, technological development and demonstration under grant agreement no 312497. A special thanks to the following experts who participated to the workshops, as member of CoP, and contributed to highlight the after crisis lesson learnt in Italy and to recommend best practices and guidelines: Alessandro Rebez (National Institute of Oceanography and Geophysics); Luca Rossi (National Civil Protection); Carlo Glisci (Regional Civil protection, Basilicata); Ciro Bolognese (Italian National Fire Department); Stefano Grimaz (Safety and Protection Intersectoral Laboratory - University of Udine); Aurelio Dugoni, Concetta Mattia (Pubbliche Assistenze, Italian Associations - ANPAS).

References

Boin, A., t'Hart, P., Stern, E. and Sundelius, B. (2005). The Politics of Crisis Management. Public Leadership under Pressure. Cambridge: Cambridge University Press.

Campbell M., P. Uys. (2007). Identifying success factors of ICT in developing a learning community: Case study Charles Sturt university, Campus-Wide Information Systems, vol.24(1), pp. 17–26.

Dubé L., Bourhis A. and Jacob R. (2006). Towards a typology of virtual communities of practice, Interdisciplinary Journal of Information, Knowledge, and Management, vol.1(1), pp. 69–93.

Eriksson, E. A. (2003). Metoder för strukturerad brainstorming [in Swedish] (Methods for structured brainstorming). ISSN 1650-1942.

Gimenez, R., Hernantes, J. and Sarriegi, J.M. (2014). Developing a community of practice in emergency management. ELITE: elicit to learn crucial post-crisis lessons, edited by Paweł Kepka, Publisher and press: BEL Studio Sp. z o.o. The European Scientific Conference on best practices and lessons learned from natural disasters, Warsaw, June 25th–26th, 2014, ISBN: 978-83-7798-125-2, pp.57-66.

Grunnan, T. and Maal, M. (2014). Creating a holistic framework for lessons learned reports in crisis management. ELITE: elicit to learn crucial post-crisis lessons, edited by Paweł Kepka, Publisher and press: BEL Studio Sp. z o.o. The European Scientific Conference on best practices and lessons learned from natural disasters, Warsaw, June 25th–26th, 2014, ISBN: 978-83-7798-125-2, pp.11-23.

Grunnan, T. and Maal, M. (2014). Holistic analysis of Lessons Learned. Deliverable 4.5. EU FP7 ELITE (Elicit to learn crucial post-crisis lessons). Contract No: 312497.

Kowalski, S., Maal, M. and Grunnan, T. (2013). Identify relevant learning processes. Deliverable 5.1. EU FP7 ELITE (Elicit to learn crucial post-crisis lessons). Contract No: 312497.

Maal, M. and Grunnan, T. (2013). Floods Lessons Learned Report. Deliverable 4.4. EU FP7 ELITE (Elicit to learn crucial post-crisis lessons). Contract No: 312497.

Maal, M., Grunnan, T., Gallipoli, M.R., Piscitelli, S., Masi, A. and Mucciarelli, M. (2013). Earthquake Lessons Learned Report. Deliverable 4.3. EU FP7 ELITE (Elicit to learn crucial post-crisis lessons). Contract No: 312497.

Nunamaker Jr J.F., M. Chen. (1990). Systems development in information systems research. In Proceedings 23rd Annual Hawaii International Conference on System Sciences.

Tickle M., Adebanjo D. and Michaelides Z. (2011). Developmental approaches to B2B virtual communities, Technovation, vol.31(7), pp. 296–308.

IL CONTRASTO DI VOCI E DICERIE SUI TERREMOTI DEL 20 E 29 MAGGIO 2012 IN PIANURA PADANA

F. La Longa[1], M. Crescimbene[1], R. Camassi[2]
[1] *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma*
[2] *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Bologna*

Introduzione. L'occorrenza di un forte terremoto genera una sensibilizzazione sociale al tema del rischio, che si esprime anche in forma di richiesta di informazione e di conoscenza. Questo bisogno di informazione è particolarmente sentito in occasione di sequenze sismiche di lunga durata e con un certo livello di complessità. L'informazione, in tutti i sui aspetti, influisce in modo rilevante sulla capacità delle singole persone e delle comunità coinvolte nell'affrontare la situazione di emergenza.

Per questa ragione, così come avvenuto in occasione della sequenza sismica aquilana nel 2009, a seguito degli eventi di maggio 2012 in Pianura Padana è stata realizzata una lunga e complessa iniziativa formativa e informativa, che in varie fasi, fra il maggio e settembre 2012, ha coinvolto la popolazione. Questa esperienza, denominata "Terremoto: parliamone insieme", è stata organizzata e gestita dal Dipartimento della Protezione Civile (2012), l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), la Regione Emilia Romagna in collaborazione con la Rete dei Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica (RELUIS), il Servizio Sanitario Regionale dell'Emilia Romagna e le organizzazioni di volontariato di protezione civile presenti sul territorio.

L'iniziativa, che ha assunto una valenza prevalentemente di sostegno psicosociale, si è rivelata particolarmente importante sia per la complessità della sequenza in atto che ha messo in allarme una vasta area, densamente abitata, sia per la circolazione 'virale' di leggende metropolitane, dicerie, *rumors* e false notizie che hanno messo a dura prova la capacità delle persone coinvolte di affrontare in modo adeguato l'emergenza e ostacolato un buona gestione delle problematiche organizzative e sociali.

Il sostegno psico-sociale. In anni recenti, le linee-guida internazionali di settore (IASC, 2007) hanno enfatizzato la necessità di integrare gli approcci tradizionali della psicologia dell'emergenza, orientati principalmente all'azione clinica (individuale o di gruppo), con un'attenzione molto più marcata alle dimensioni psicosociali, comunitarie e interculturali dell'intervento effettuato. La psicologia dell'emergenza non deve quindi occuparsi solo della "clinica" di "individui isolati dal contesto", ma anche e soprattutto della gestione sistemica dello scenario psicosociale e comunitario, all'interno del quale è avvenuta l'emergenza e si costruisce il significato della stessa.

Muovendo in questa direzione, e riprendendo le preziose esperienze maturate nel terremoto dell'Aquila del 2009, sono stati realizzati una serie di incontri con la popolazione con le seguenti finalità: informare sulla sequenza sismica, rispondere ad ansie e aspettative della popolazione, sviluppare una capacità di adattamento della popolazione incrementando il livello di conoscenza e di consapevolezza di sé.

Nello specifico l'intervento psico-sociale è stato rivolto a:

- Fornire alla popolazione la conoscenza di base sulle proprie emozioni e sulle reazioni individuali e di gruppo in una situazione d'emergenza. Come già sperimentato nel terremoto dell'Aquila del 2009 accanto all'informazione sismica sulla sequenza è stata affiancata l'informazione psicologica. Quest'ultima ha riguardato in particolare il tema delle emozioni e delle reazioni emotive legate ad una situazione d'emergenza, la presa di coscienza dello stato d'ansia e dell'esposizione ai *rumors*, il riconoscimento e lo sviluppo delle capacità di risposta individuale e collettiva in emergenza.
- Indirizzare la popolazione verso le strutture ed i professionisti in grado di dare assistenza e sostegno sociale e psicologico. In stretta collaborazione con le AUSL e le istituzioni locali è stata organizzata una rete di risposta psicologica e psicoterapeutica per la popolazione.

Durante gli incontri venivano fornite delle indicazioni semplici per orientarsi e per conoscere i servizi attivi sul territorio.

- Contrastare voci e leggende metropolitane (*rumors*) sul tema del terremoto. E' stata condotta una vera e propria campagna di raccolta e classificazione dei *rumors* utilizzando i siti web istituzionali. La sensibilizzazione e la educazione della popolazioni in questo senso ha favorito l'abbassamento del livello d'ansia e le possibili tensioni sociali e tra le istituzioni.
- Favorire e promuovere spazi di discussione e di incontro per le comunità colpite dal terremoto dove tutte le istituzioni coinvolte fossero presenti contemporaneamente. Questi spazi di discussione e di incontro hanno un forte valore "terapeutico" e, opportunamente gestiti, consentono di stemperare le tensioni ed i conflitti e costituiscono un aiuto fondamentale per le persone colpite. L'ottica sistemica e la capacità di ascolto consentono di inquadrare l'emergenza nel suo contesto di riferimento e di orientare le risposte e le risorse secondo le necessità espresse dalle comunità colpite.
- Favorire la partecipazione attiva dei cittadini e le iniziative delle comunità locali. Questo aspetto costituisce un ribaltamento di prospettiva rispetto alla gestione passata di alcune emergenze. L'intero sistema di protezione civile non assume più una valenza "assistenziale" dove la popolazione colpita è considerata "incapace" o "ammalata", ma il sistema di protezione civile si fa promotore di un effetto "curativo" nei confronti di cittadini responsabili e di "cose" danneggiate o distrutte dal sisma. Questo significa semplicemente che la popolazione colpita da un terremoto è considerata capace di prendersi cura di se stessa e di compiere delle azioni riparatrici, e dunque non deve essere soccorsa, ma semplicemente aiutata a rialzarsi.

Studi sui *rumors*. Allport e Postman (1947) definiscono i *rumors* come proposizioni di fede su temi specifici (o di attualità), che passano da persona a persona, solitamente di bocca in bocca, senza prove evidenti della loro veridicità.

I rumors solitamente sono comunicati da persona a persona per passaparola, i mass media hanno un ruolo chiave nella loro diffusione.

Lo studio scientifico dei *rumors* ha inizio in America nel 1940 quando cominciano a diffondersi i rumors sulla II Guerra Mondiale. Il Governo americano risponde istituendo dei Comitati con l'intenzione di combattere i *rumors*, ritenuti pericolosi per la morale civile e la sicurezza nazionale: e così gli scienziati sociali propongono le cosiddette Rumor Clinics. Queste sono le strutture operative di un progetto più ampio the Rumor Project che vede coinvolti diversi organismi del Governo. I *rumors* sono raccolti e catalogati su tutto il territorio. Alcuni giornali, come ad esempio il Boston Herald, pubblicano ogni domenica il *rumor* più frequentemente rilevato durante la settimana e riportano sotto il rumor i fatti (*facts*) per contrastarlo.

Raccolta dei *rumors*. Fin dall'inizio degli incontri rivolti alla popolazione colpita è emersa la necessità di rispondere e di contrastare i *rumors* che circolavano in maniera massiccia e incontrollata dopo gli eventi sismici. Per questo nella struttura degli incontri della campagna "Terremoto parliamone insieme" avere dei dati disponibili sui *rumors* è stata considerata una informazione di rilevante importanza.

Sui siti delle istituzioni promotrici della campagna (DPC, Regione Emilia-Romagna, INGV, Progetto Edurisk) è stata avviata una raccolta online dei *rumors*.

Agli utenti web veniva richiesto di fornire alcuni dati informativi e di rispondere ad una serie di domande relative al singolo *rumor*: Nome; età; livello di istruzione; sesso; cccupazione; comune e provincia di residenza; descrizione del *rumor*; chi te lo ha detto? lo hai raccontato a qualcuno? a chi lo hai detto e a quante persone? quanto ci credi? lo hai verificato o approfondito? se sì, come? quanto è importante per te?

Elaborazione dei dati raccolti. Nel periodo 14.06.2012 – 12.10.2012 sono stati raccolti 241 *rumors*. In Tab. 1 sono riportate le informazioni descrittive del campione.

Tab. 1 - Caratteristiche del campione di schede sui *rumors*.

Sesso	
Maschi	112
Femmine	129
Età	
Range	da 15 a 72
Età media	42,77
Classe di età da 15 a 25	17
Classe di età da 26 a 35	39
Classe di età da 36 a 45	90
Classe di età da 46 a 55	64
Classe di età da 56 a 65	26
Classe di età da 66 a 75	5
Livello d'istruzione	
Laurea	107
Scuola Superiore	114
Scuola Media	18
Scuola Elementare	2
Area geografica	
Emilia-Romagna	178
Lombardia	27
Veneto	20
Altro	16

I *rumors* sono stati classificati, sulla base del contenuto, in 6 categorie: esplicativo, complotto, catastrofico, paranoico, positivo, altri effetti (Fig. 1).

Ulteriori elaborazioni hanno consentito di calcolare la forza del rumor secondo la formula di Allport e Postman (1947) Forza del *Rumor* (r) = importanza del tema (i) x il grado di ambiguità (a).

L'importanza del tema (i) è stata assegnato di valore 1 per ogni *rumor* considerato, in quanto il tema terremoto è stato considerato sicuramente importante per la popolazione appena colpita.

Lo stato di ambiguità del tema (a) è stato calcolato attribuendo un valore numerico alle domande relative al *rumor* che riguardavano: la fonte; la diffusione e la fede del soggetto nel *rumor*.

Chi te lo ha detto? (la fonte)

Lo hai raccontato a qualcuno? (la diffusione)

A chi lo hai detto e a quante persone? (la diffusione)

Quanto ci credi? (fede nel *rumor*)

Lo hai verificato o approfondito? (fede nel *rumor*)

Quanto è importante per te? (fede nel *rumor*).

La classificazione in base alla forza del *rumor* ci ha consentito di concentrare l'attenzione su quelli risultati più pericolosi e frequenti.

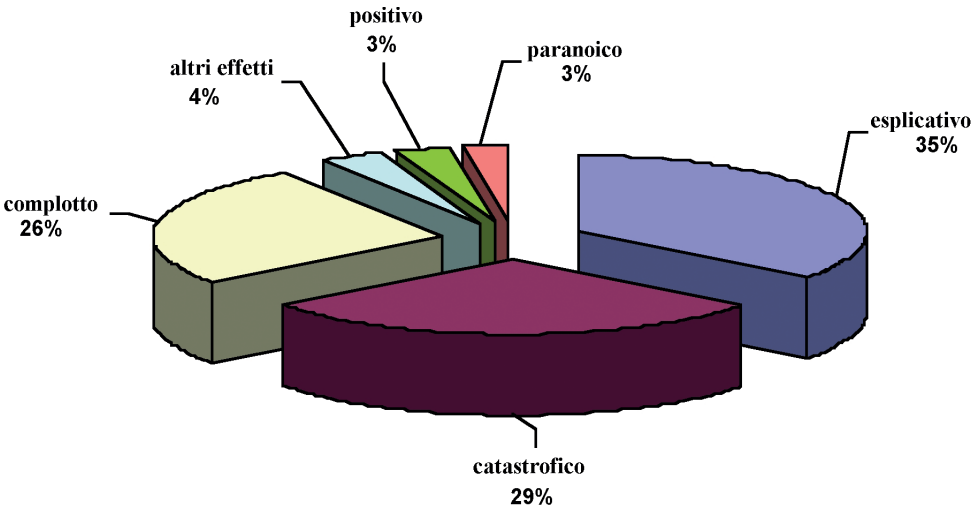


Fig. 1 – Classificazione del contenuto dei *rumors*.

La fonte del *rumor*. La risposta alla domanda "Chi te lo ha detto" è stata classificata in tre categorie, attribuendo un valore a ciascuna categoria:

1 - fonte attendibile (istituzione ed enti di ricerca);
2 - fonte parzialmente attendibile (media nazionali e locali);
3 - fonte inattendibile (singole persone e social media);

Il 93% dei *rumors* raccolti è risultato provenire da fonte inattendibile, l'1% da fonte attendibile (istituzione o ente di ricerca): se questo dato è consolante, occorre però non dimenticare che ci sono casi in cui una comunicazione approssimativa o colpevolmente maldestra da parte della comunità scientifica ha innescato *rumors* particolarmente pervasivi e dannosi.

La diffusione del *rumor*. Per calcolare la diffusione del *rumor* sono state elaborate le risposte alle seguenti domande: "Lo hai raccontato. Se hai risposto sì, a chi lo hai detto e a quante persone".

Le risposte sono state classificate in tre categorie, attribuendo i seguenti valori a ciascuna categoria:

1 - il *rumor* non è stato raccontato a nessuno (17%);
2 - il *rumor* è stato raccontato fino ad un massimo di 6 persone (un limite riferibile alla teoria dei sei gradi di separazione 33%);
3 - il *rumor* è stato raccontato a più di 6 persone (50%).

Solo il 17% delle persone non ha diffuso il rumor e ben il 50% dichiara di averlo difffuso a più di 6 persone.

La Fede nel *rumor*. Per calcolare la confidenza, la Fede, nel *rumor* sono state elaborate le risposte alle domande: "Quanto ci credi. Lo hai verificato o approfondito. Se sì, come. Quanto è importante per te".

Alle risposte della domanda "Quanto ci credi" (F1) sono state attribuiti i seguenti valori:

1 - per niente;
2 - poco;
3 - abbastanza, molto, moltissimo;

Alle risposte della domanda "Lo hai verificato e approfondito. Se sì, come" (F2) sono state attribuiti i seguenti valori:

1 - se la verifica è stata effettuata su fonti attendibili (enti di ricerca e istituzionali);
2 - se la verifica è stata effettuata attraverso i social media, internet e giornali locali;
3- se non è stato verificato.

Alle risposte della domanda “Quanto è importante per te” (F3) sono state attribuiti i seguenti valori:

1 - per niente;

2 - poco;

3 - abbastanza, molto, moltissimo.

I punteggi assegnati sono stati successivamente elaborati per dare un “peso” diverso alle possibili combinazioni di risposte alle domande F1 e F2 come riportato in Tab. 2.

Il punteggio ottenuto (F1*F2) è stato sommato al punteggio F3 e diviso per il numero delle domande (3) e arrotondato al secondo decimale, per ottenere punteggi confrontabili con le altre scale. Il grafico (Fig. 2) evidenzia come solo il 30% delle persone ha un basso livello di fede nel *rumor*.

Tab. 2 - Matrice dei punteggi attribuiti ai *rumors*.

F2 - F1	F2=1	F2=2	F2=3
F1=1	1	2	3
F1=2	2	4	6
F1=3	3	6	9

Classifica dei *rumors*. Sulla base delle elaborazioni sopradescritte è stata stilata una classifica in base alla forza calcolata per ogni *rumor* secondo la formula di Allport e Postman (1947); in tabella sono riportati i principali *rumor* che hanno ottunuto il punteggio massimo (9) e sono risultati pertanto avere forza maggiore (Tab. 3).

Alcuni esempi di *rumors*. I *rumors* che si sono generati immediatamente dopo l’occorrenza del terremoto del 20 maggio si sono polarizzati inizialmente su due temi: quello della previsione di un nuovo catastrofico terremoto, e quello della ‘vera’ entità della magnitudo del terremoto (o dei terremoti principali della sequenza). Le varianti di questi e di altri *rumors* sono stati innnumerevoli. Nel seguito si descrivono più in dettaglio alcuni dei *rumors* più forti e diffusi.

Arriva la catastrofe. Tre sono stati i *rumors* catastrofisti più importanti, circolati nei giorni e nei mesi successivi ai terremoti del 20 e 29 maggio 2012.

Un primo episodio, più semplice nella forma, è la voce su una imminente forte scossa che si è generata il 31 maggio 2012 (http://corrieredibologna.corriere.it/bologna/notizie/

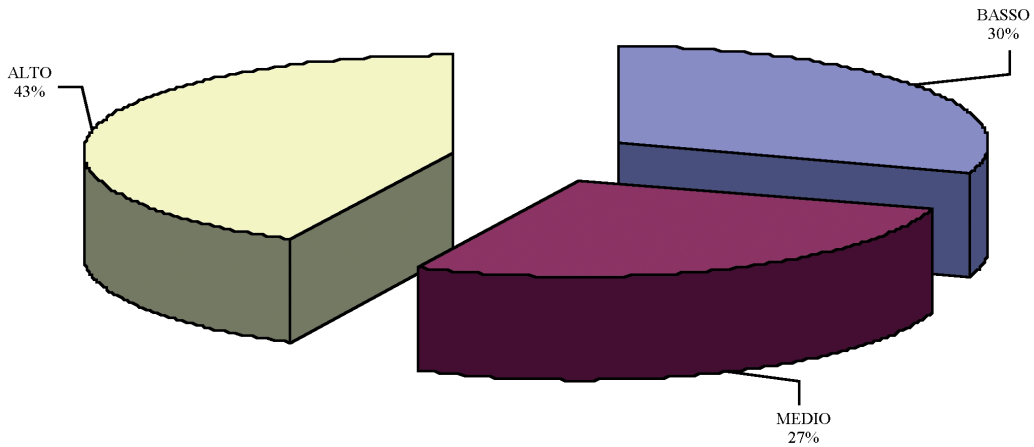


Fig. 2 – Livello di confidenza nel *rumor*.

Tab. 3 - Descrizione sommaria per categoria dei *rumors* più 'forti'.

Classificazione	Descrizione
catastrofico	Tra il 13 e il 16 Luglio (2012) in Emilia Romagna ci sarà un terremoto tra 4.5 e 6.1…
catastrofico	… questo è stato solo un segno. Il grande evento deve ancora arrivare. Ricordate la data del 21 Dicembre 2012, attenzione non è una bufala. Questa è la data in cui si chiuderà un ciclo e la terra aprirà un nuovo ciclo, come è accaduto nell'era dei dinosauri.
complotto	Si dice che la scossa è stata di una magnitudo superiore a quella ufficialmente dichiarata.
complotto	Il terremoto del 20 maggio era certamente di magnitudo 6.1 invece che di 5.9 come riportato dai mass-media con il supporto dell'INGV.
complotto	Ho sentito dire che la forza delle scosse è stata certamente più elevata di quella dichiarata, ma questo non è stato detto perchè lo Stato avrebbe dovuto pagare tutti I danni e non ha abbastanza soldi…
complotto	Questo terremoto è diverso dagli altri. Prima di tutto è avvenuto in una zona non sismica e guarda caso tutte le scosse sono avvenute proprio dove c'erano delle trivellazioni.
spiegazione	La possibile causa del terremoto è il fracking.
spiegazione	Si dice che i terremoti nella nostra area sono stati causati dalle esplosioni in profondità nelle grotte naturali di Rivara e Finale Emilia..
spiegazione	Gli scavi per lo stoccaggio di gas hanno stimolato il movimento della crosta terrestre.
spiegazione	La scossa di Ravenna è stata causata dalle trivellazioni superficiali per il petrolio ed il gas.
spiegazione	Il fracking è la causa dei terremoti in Emilia, con l'approvazione del Governo Monti. Questa tecnica è vietata in molti paesi, come la Francia.. La gente ha preso coscienza della pericolosità di questa tecnica solo dopo l'evento del 17 luglio…
spiegazione	Le scosse che ci hanno colpito in questo periodo sono probabilmente causate dalle trivellazioni di Rivara. Gli scavi sono stati protetti dagli USA. Chi ha firmato il progetto non è stato trovato.

cronaca/2012/31-maggio-2012/psicosi-201418996969.shtml), attraverso un semplice passaparola (telefono, sms e social network) che ha circolato in diverse aree urbane del nord (principalmente Bologna, Modena, Reggio Emilia, Mantova). Oltre ad alcuni episodi di vero e proprio sciacallaggio (persone che si sono finte operatori di protezione civile invitando i cittadini ad evacuare le case) un episodio specifico noto è la psicosi che si è generata a Bologna e che ha portato all'evacuazione degli uffici della Banca d'Italia in piazza Cavour (http://www.ilfattoquotidiano.it/2012/05/31/terremoto-in-emilia-psicosi-per-future-scosse-autorita-allarmi-e-notizie-false/248021/), episodio la cui risonanza (http://bologna.repubblica.it/cronaca/2012/05/31/news/allarmi_continui_ormai_psicosi_la_prefettura_notizie_false-36295436/) ha poi innescato ulteriore psicosi. La 'voce' si è propagata molto rapidamente, e molte sono le tracce in rete e sulla stampa locale.

E' stata necessaria l'emissione di comunicati da parte del Dipartimento nazionale della Protezione Civile, delle strutture regionali e dell'INGV (oltre al mancato verificarsi dell'evento in questione) per disinnescarne la forza.

Conseguenza: la Procura di Bologna il 1 giugno 2012 ha annunciato la possibile apertura di un fascicolo per procurato allarme.

Il secondo episodio, ben più complesso, è quello generato dal fantomatico C.S.I.S. (Centro Sismologia Indipendente del Settentrione - http://centrosismologiaindipendente.blogspot.it/) che il 23 giugno 2012 ha creato un blog e pubblicato un video, confezionato grossolanamente con una caratterizzazione formale decisamente terroristica, utilizzando immagini raccolte in rete e una voce fuori campo, e contiene la previsione di un forte terremoto fra il 13 e il 16 luglio 2012, nelle stesse aree colpite dai terremoti di maggio, di "forza compresa tra 4.5 e 6.1". Lo stesso video è stato pubblicato anche su Youtube e ha raggiunti circa decine di migliaia di visualizzazioni.

Un aspetto particolarmente grave di questa operazione è il tentativo di acquisire credibilità attraverso la pubblicazione della previsione su un falso blog di Beppe Grillo ("ringraziamo B. Grillo per aver postato nel suo blog queste informazioni. Potete leggere l'articolo cliccando qui!"), operazione millantata attraverso un link, oggi non più raggiungibile (ma visualizzabile attraverso waybackmachine http://web.archive.org/web/20120629103825/http://bugi.isafake.org/).

Un *rumor* malevolo, quindi.

Il terzo episodio, più complesso e interessante, è quello della presunta previsione di terremoto attribuita al parroco di Massa Finalese per il 22 settembre 2012. Secondo questo rumor, il parroco in questione "avrebbe detto, durante un'omelia in chiesa, che gli sarebbe apparsa in sogno la Madonna, annunciando che la prossima scossa devastante sarebbe arrivata sabato 22 settembre prima delle 9 di mattina".

Il *rumor* si è propagato rapidamente, attribuendo analoga previsione ad altri parroci della zona (in particolare al parroco di Finale Emilia), specificando che la visione sarebbe stata della Madonna di Medjugorie, in una variante che tale rivelazione sarebbe stata fatta, in realtà, a una parrocchiana, ipotizzando la distruzione di altre località dell'area, in particolare la città di Ferrara: una variante questa che tende a privilegiare la data del 29 settembre rispetto alla prevalente datazione al 22 settembre.

Il *rumor* ha avuto una diffusione molto elevata fra le provincie di Ferrara, Modena, Bologna e nel Mantovano, oltre che in rete.

Un dettaglio di un qualche rilievo è che il parroco di Massa Finalese è di origine africana, elemento che nell'immaginario popolare può aver aumentato l'effetto di suggestione.

Va segnalato anche che si è diffusa presto una diceria a proposito del possibilie arresto del parroco (oppure di un pestaggio organizzato da cittadini arrabbiati), tutte notizie prive di alcun fondamento.

Da verifiche dirette l'origine del *rumor* è identificabile in una ben precisa omelia del parroco di Massa Finalese, risalente addirittura a fine giugno. In quella omelia il parroco ha sostanzialmente detto che il momento più difficile sarebbe arrivato a metà settembre, quando le persone sarebbero tornate alla loro vita normale, all'inizio della scuola, ai ritmi quotidiani. Nel momento in cui sarebbe calata l'attenzione dall'esterno quello sarebbe stato il vero momento critico, più del terremoto stesso.

Il compotto della magnitudo: i numeri 'veri'. Una delle false notizie più persistenti è quella della presunta falsificazione da parte dell'INGV dei valori di magnitudo, valori che secondo altre agenzie internazionali sarebbero stati molto più elevati (anche oltre 7): notizia che si è generata e diffusa con diverse varianti e motivazioni. La magnitudo registrata da altre agenzie (i francesi, gli americani, i polacchi…) sarebbe stata molto più elevata (6.1 – valore in Mw fornito dall'agenzia europea CSEM-EMSC, 6.3, addirittura 7 o 7.3) e sarebbe stata invece mantenuta sotto al valore 6 dall'INGV, perché secondo una legge italiana (oppure europea, secondo una variante) per terremoti di magnitudo inferiore a 6 lo Stato non sarebbe tenuto a risarcire i danni. Una variante aggiunge a supporto di questa tesi il fatto che la "Protezione Civile" sarebbe stata 'riformata' un mese prima del terremoto (forse sapendo che di lì a poco un terremoto si sarebbe verificato), stabilendo la non risarcibilità pubblica dei danni da calamità naturali (salvo poi fare immediatamente retromarcia, per ragioni di opportunità). Una ulteriore

variante rinvia alle registrazioni effettuate da un sismologo amatoriale di Novi di Modena (ma circolano riferimenti anche a farmacisti di Carpi e Mirandola), in possesso di due strumenti collocati al secondo piano della sua abitazione privata, che avrebbero registrato valori ben superiori a 7. La bufala non è affatto nuova, essendosi generata dopo il terremoto dell'Aquila, confondendo magnitudo e intensità macrosismica: in quel caso la legge sul terremoto garantiva il risarcimento dei danni per tutti i comuni in cui fosse stata osservata una intensità macrosimica pari o maggiore al grado VI della scala MCS.

La soluzione dell'enigma è estremamente semplice per chi sa (e quanti hanno accesso alla rete possono verificarlo in qualsiasi momento) che le determinazioni automatiche, pressochè istantanee, vengono successivamente riviste manualmente prima di diventare definitive, che i tipi di magnitudo che si utilizzano sono diversi (semplificando unità di misura diverse), che ogni valore determinato strumentalmente anche con le reti più avanzate ha una incertezza associata, che non esistono quindi valori 'veri' in assoluto. Ma che comunque per localizzare e fare stime di energia di terremoti italiani è più sensato utilizzare le stazioni della rete sismica italiana e non quelle della rete sismica neozelandese (e viceversa, naturalmente). E in ogni caso alcune grandi agenzie internazionali (ad es. lo CSEM di Strasburgo) per tutti i forti terremoti riportano online tutti i valori forniti dalle diverse reti europee e mondiali, fornendo quindi una pletora di tipi di magnitudo e valori diversi, senza che questo rappresenti un problema per nessuno.

Le 'vere' cause del terremoto. Un ulteriore argomento di discussione, tutt'ora ampiamente dibattuto e destinato probabilmente a trasformarsi includendo progressivamente una miriade di elementi diversi, è quello delle cause (quelle 'vere', s'intende) del terremoto.

Il dubbio nel senso comunque è nato inizialmente dall'apparente coincidenza fra l'occorrenza di un terremoto forte e l'esistenza di un progetto di impianto di stoccaggio di gas a Rivara (area molto vicina agli epicentri dei terremoti del 29 maggio), proposto da una multinazionale inglese (già bocciato dalla Provincia di Modena e successivamente dalla Regione Emilia Romagna).

Quel progetto è rimasto sulla carta e per quel progetto sono stati fatti solo studi preparatori: il nesso fra tali indagini geologiche e l'occorrenza di un forte terremoto è del tutto casuale, esattamente come debolissima (oltre che sostanzialmente non verificabile) è la possibile correlazione fra la sismicità maggiore che si è manifestata in Regione negli ultimi decenni e la distribuzione delle diverse centinaia (oltre 500) di pozzi per le più svariate attività (esplorative, estrattive, ecc.).

Non è questo il luogo per discutere di un tema di ricerca nuovo e indubbiamente interessante, ma che in Italia è ancora ai primi passi a dispetto della proliferazione inarrestabile di esperti e progetti di ricerca su sismicità indotta e innnescata: dal nostro punto di vista è essenziale non dimenticare che stiamo parlando di un territorio che ha una sismicità 'naturale' importante, con molti settori che storicamente hanno osservato uno o più terremoti forti, in periodi in cui la possibile influenza delle attività umane con i processi di generazione dei terremoti era assolutamente nulla. Ed è di questa sismicità che ci dobbiamo preoccupare.

Considerazioni conclusive. Pur non essendo mai stata validata ed esaminata criticamente la legge sui *rumors* postulata da Allport e Postman (1947) costituisce sicuramente un buon punto di partenza per una analisi qualitativa e quantitativa sui *rumors*.

Le principali critiche riportate da alcuni autori al lavoro di Allport e Postman (1947) riguardano:

- l'osservazione che l'importanza del tema non può essere considerata un predittore essenziale della forza dei *rumors*;
- la considerazione che l'importanza del tema ed il suo grado di ambiguità non sono sufficienti per spiegare la forza di un *rumor*, perché occorre inserire altri fattori come ad esempio l'ansia degli individui coinvolti.

Nel nostro caso entrambe le considerazioni ci sono sembrate di scarsa rilevanza, in quanto sulla base delle caratteristiche dell'evento terremoto e dell'area ben circoscritta colpita, il tema

aveva sicuramente nel periodo considerato una forte rilevanza sociale e la popolazione poteva uniformemente essere considerata collettivamente ad un elevato livello di ansia.

Per questo abbiamo applicato la formula di Allport e Postman (1947) concentrando la nostra attenzione principalmente sul grado di ambiguità del tema e costruendo per calcolare la forza del *rumor*, tre indicatori: la fonte, la diffusione, la fede.

Questo ci ha permesso di stilare una classifica dei *rumors* raccolti e di scegliere quelli considerati "più forti" da fronteggiare.

Le azioni di contrasto ai *rumors* sono state costruite per cercare di aumentare la sensibilità critica della popolazione coinvolta (Sunstein, 2009). In accordo con alcuni autori (Chorus, 1953; Bordia *et al*., 2004) riteniamo che la forza dei rumors possa essere attenuata aggiungendo alla formula di Allport e Postman, la sensibilità critica (1/c), dove 'c' denota tale sensibilità critica. L'obiettivo di sviluppare la sensibilità critica nella fase dell'emergenza è stato perseguito attraverso una serie di azioni concordate con le altre istituzioni coinvolte negli incontri con la popolazione. Prima di ogni incontro si effettuava una riunione dove il *rumor* o i *rumors* più frequenti in quella zona venivano analizzati criticamente e dalla loro analisi scaturivano le risposte da trasmettere alla popolazione. In generale le risposte concordate miravano a favorire e a promuovere un sano scetticismo e lo sviluppo di un senso critico attraverso:

- la promozione di una azione divulgativa sulla sismologia e sugli aspetti psico-educativi che influenzano i *rumors* stessi (emozioni, stato d'ansia collettiva, incertezza sul futuro, meccanismi di psicologia sociale come il conformismo);
- il suggerimento alle persone di non prendere per vere le informazioni dei media tradizionali e dei new media, verificando sempre le fonti da cui provengono le notizie;
- l'indicazione a non considerare autorevole a priori nessuna fonte (comprese le istituzioni coinvolte nella campagna informativa).

Per ultimo ci sembra utile considerare la scelta, a nostro avviso strategica, di costruire un contatto diretto con la popolazione e le istituzioni locali (comuni, AUSL, associazioni di comuni e cittadini, ecc.) per non affidare ad un medium (in genere poco conosciuto e difficile da controllare) la comunicazione in una fase così importante dell'emergenza. In molti incontri il contatto "diretto" con la popolazione ha avuto un ruolo rilevante per la costruzione di una relazione di fiducia e dialogo con i cittadini.

Bibliografia

Allport G. W. and Postman L.; 1947: *The psychology of rumor*, New York, pp. 247.

Bordia P. and DiFonzo N.; 2004: *Problem solving in social interactions on the Internet: Rumor as social cognition*. Social Psychology Quarterly, 67(1), 33-49.

Chorus A.; 1953: *The basic law of rumor*. The Journal of Abnormal and Social Psychology, 313-314.

Dipartimento di Protezione Civile; 2012: Terremoto parliamone insieme, http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/informazione_popolazione.wp;jsessionid=3ED0E92ED5256284E45656162B52B3C1

IASC [Inter-Agency Standing Committee]; 2007: *IASC Guidelines on Mental Health and Psychosocial Support in Emergency Settings*.

Sunstein C.; 2009: *Voci, gossip e false dicerie. Come si diffondono, perché ci crediamo come possiamo difenderci*, Milano 107 pp.

CARATTERIZZAZIONE DINAMICA DELLE TORRI DI SAN GIMIGNANO (SIENA) MEDIANTE MISURE DI VIBRAZIONI AMBIENTALI

E. Lunedei, G. Peruzzi, D. Albarello
[1] *Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università degli Studî di Siena*

Introduzione. Nel precedente Convegno Nazionale del GNGTS (Peruzzi *et al*., 2013) è stata presentata la microzonazione sismica della collina su cui sorgono il centro storico del Comune di San Gimignano e le aree edificate ad esso più prossime, realizzata nell'ambito del progetto della Regione Toscana "Rischio Sismico negli Edifici Monumentali" (RiSEM). Una successiva fase di tale progetto è consistita nell'uso di tecniche di sismica passiva (basate cioè sul campo delle vibrazioni ambientali) per lo studio delle proprietà dinamiche delle torri medievali che si ergono nel centro storico di San Gimignano e che, per numero e stato di conservazione, sono caratteristica peculiare di tale borgo. In particolare, sono state eseguite misure velocimetriche non sincronizzate di vibrazioni ambientali su quasi tutte le torri, elaborate con la una tecnica a stazione di riferimento (SSR=*Standard Spectral Ratio*), per determinare le frequenze proprie di vibrazione, in regime di piccola deformazione. Queste misure possono fornire vincoli utili per lo sviluppo di modelli quantitativi atti alla caratterizzazione del comportamento dinamico dei manufatti d'interesse sotto l'azione del carico sismico. Inoltre, i valori ottenuti possono essere utilizzati per identificare, in via preliminare, le situazioni di maggiore criticità per la fase di inizio danno (doppia risonanza struttura/terreno), dove quindi orientare studi di maggiore dettaglio.

La tecnica SSR con le vibrazioni ambientali. Mentre la caratterizzazione completa del comportamento dinamico dei manufatti richiede indagini costose e talvolta invasive, una prima determinazione dei periodi di vibrazione della struttura è possibile anche a partire da indagini economiche e non invasive, capaci di fornire, in breve tempo, indicazioni su numerosi complessi edilizi. Una prima possibilità in questo senso è fornita dalla misura del movimento dei manufatti indotta da piccoli terremoti, la cui intensità non è tale da produrre danni alle strutture (i cosiddetti "moti deboli"). In realtà, solo in alcuni casi questi eventi sono abbastanza frequenti da garantire un buon numero di misure in tempo utile: nella maggioranza dei casi si tratta di eventi piuttosto "rari", il che impedisce una misura in tempi rapidi delle proprietà d'interesse. In alternativa, si può ricorrere ai movimenti indotti sul manufatto dalle vibrazioni ambientali, che possono svolgere la funzione di piccole sollecitazioni "analoghe" a quelle sismiche, alle quali il terreno ed il manufatto "rispondono" in maniera analoga a quanto farebbero in caso di terremoto. La strumentazione disponibile, unitamente alle relative tecniche di elaborazione dei dati, consente di effettuare misure speditive delle oscillazioni indotte dal campo delle vibrazioni ambientali sull'edificato ed ottenere informazioni sulle caratteristiche dinamiche degli edifici, con usi potenzialmente interessanti per la caratterizzazione dinamica dei beni monumentali. Studi relativamente recenti (Gallipoli *et al*., 2009) hanno confermato la possibilità d'usare questo metodo per la stima di interazioni suolo-struttura ed anche per il riconoscimento della variazione delle caratteristiche dinamiche a seguito di danneggiamento, fatto, quest'ultimo, che apre interessanti prospettive d'utilizzo delle informazioni sulla dinamica degli edifici: raccolte queste in una banca dati, sarebbe possibile, in caso di eventi sismici potenzialmente dannosi, valutarne i possibili effetti sul manufatto confrontando i risultati ottenuti a valle dell'evento con quelli archiviati prima dell'evento potenzialmente dannoso. Tecniche di questo genere hanno trovato applicazione nello studio di molti beni monumentali: per una descrizione di molti casi di studio si vedano, per esempio, Nakamura *et al*. (2008) e Liberatore *et al*. (2008).

Dal punto di vista fisico, i moti costituenti il campo delle vibrazioni ambientali possono essere visti come la sovrapposizione lineare degli effetti provocati dall'applicazione di un grande numero di sorgenti, generalmente indipendenti le une dalle altre, poste alla superficie della Terra a distanze diverse dal punto di misura (*e.g*., Lunedei e Albarello, 2010). Nel dominio elastico (si è in presenza di piccole deformazioni), l'effetto di una generica sorgente armonica

(con frequenza di oscillazione *f*) sullo scuotimento *N* osservato in un punto *p* dell'edificio nella direzione *i-ma* può essere espresso nella forma

$$N_i(p) = \sum_{j=1}^{3} S_j \cdot R_{ij}(p), \quad (1)$$

dove S_j rappresenta l'intensità della sollecitazione alla base del manufatto nella direzione *j-ma* ed R_{ij} è l'effetto dovuto alla componente in direzione *j* della "risposta" nel punto di misura dell'edificio ad una sollecitazione impulsiva esercitata alla sua base e diretta nella direzione *i*. Questa relazione ha una natura intrinsecamente vettoriale (tutto dipende dalle orientazioni reciproche della sorgente e della posizione relativa fra la sorgente ed il punto di misura, oltre che dalle caratteristiche meccaniche del manufatto). Se, tuttavia, l'attenzione si concentra sulle proprietà medie del campo d'onda generato da una moltitudine di sorgenti differenti che producano una sollecitazione media alla base dell'edificio con caratteristiche (medie) che possano essere considerate stazionarie almeno in un intervallo di misura "utile" (decine di minuti), allora si avrà che

$$\overline{N_i}(p) = \sum_{j=1}^{3} \overline{S_j} \cdot R_{ij}(p) \quad (2)$$

(la barra indica il valor medio). Supponendo poi di poter assumere che la struttura sia sollecitata in tutte le direzioni con la stessa intensità media,

$\overline{S_j} \cong \bar{S}$,

(per ogni *i* e *j*), ne segue la relazione:

$$\overline{N_i}(p) \cong \bar{S} \cdot [R_{i1}(p) + R_{i2}(p) + R_{i3}(p)]. \quad (3)$$

Per una misura eseguita alla base della struttura o esternamente ad essa (convenzionalmente indicabile come p=0) dovrà valere

$$\overline{N_i}(0) = \overline{S_j} \cong \bar{S}, \quad (4)$$

sicché tale misura si potrà considerare come misura di riferimento. Disponendo di quest'ultima, la risposta dell'edificio nella direzione *i-ma* può allora essere ricavata sperimentalmente calcolando il rapporto

$$SSR_i \equiv \frac{\overline{N_i}(p)}{\overline{N_i}(0)} \cong R_{i1}(p) + R_{i2}(p) + R_{i3}(p) \equiv H_i(p). \quad (5)$$

In queste circostanze, dunque, i massimi della risposta *H* della struttura nella direzione *i-ma* in funzione della frequenza *f*, cioè le frequenze proprie della struttura, possono essere stimati come i picchi della funzione (o curva) SSR (*Standard Spectral Ratio*) relativa alla direzione *i-ma*.

Misure asincrone di vibrazioni ambientali di questo tipo permettono di identificare i modi di vibrazione della struttura, cioè le frequenze proprie, ma non le relative forme modali (per determinare queste ultime è infatti necessario ricorrere a misure sincrone ed apposite tecniche d'analisi). Alcune applicazioni di questa tecnica possono essere trovate anche in Parolai *et al*. (2005), Facke *et al*. (2006), Boutin e Hans (2008), Gallipoli *et al*. (2009), Albarello *et al*. (2010), Grimaz *et al*. (2012).

Esecuzione ed elaborazione delle misure. È stata eseguita una campagna di misura di vibrazioni ambientali con la tecnica SSR (in asincrono) sulle seguenti torri medievali collocate nel centro storico di San Gimignano:

i. Torre Ardinghelli nord,
ii. Torre Ardinghelli sud,
iii. Torre Becci,
iv. Torre Campatelli,
v. Torre Cugnanesi,
vi. Torre del Diavolo,
vii. Torre del Duomo (campanile della Collegiata),

viii. Torre Grossa,
ix. Torre Propositura,
x. Torre Rognosa,
xi. Torre Salvucci nord,
xii. Torre Salvucci sud.

Le misure sono state eseguite ad ogni livello accessibile di ciascuna torre nel quale sia stato possibile trovare un'idonea allocazione per lo strumento, nonché in almeno un sito esterno alla medesima: un esempio della disposizione dei punti di misura è in Fig. 1. Allo scopo sono stati utilizzati velocimetri tridirezionali di tipo Tromino™ (tomografi), prodotti da *Micromed S.p.A.*. Lo strumento è sempre stato orientato in modo che i suoi assi principali orizzontali coincidessero con le direzioni delle facce della torre; pertanto, le indicazioni nord-sud (NS) ed est-ovest (EO) usate nel seguito sono da intendersi in senso convenzionale, ovvero come relative alle pareti ortogonali di ogni torre. In ogni caso, la direzione NS è stata scelta parallela alle pareti che si trovano nella direzione più prossima alla reale direttrice nord-sud, cosicché analogo discorso vale per la direzione EO.

Le acquisizioni, di durata variabile fra 20 e 30 minuti, con campionamento a 128 Hz, sono state quindi elaborate (componente per componente) secondo il seguente protocollo:

1. la serie è stata suddivisa in finestre temporali della stessa durata (32 s),
2. in ciascuna finestra è stata eliminata l'eventuale deriva lineare presente (*de-trend*) e la serie residua è stata rastremata (*tapering*) con una finestra coseno (5% della durata totale),
3. ad ogni serie così ottenuta in ciascuna finestra è stata applicata una trasformata di Fourier (FFT) e le relative ordinate spettrali sono state lisciate con una finestra mobile triangolare di dimensione pari all'1% della frequenza centrale,
4. per ciascuna componente del moto (NS, EO, V) lo spettro è stato ottenuto come media di quelli relativi a ciascuna finestra temporale.

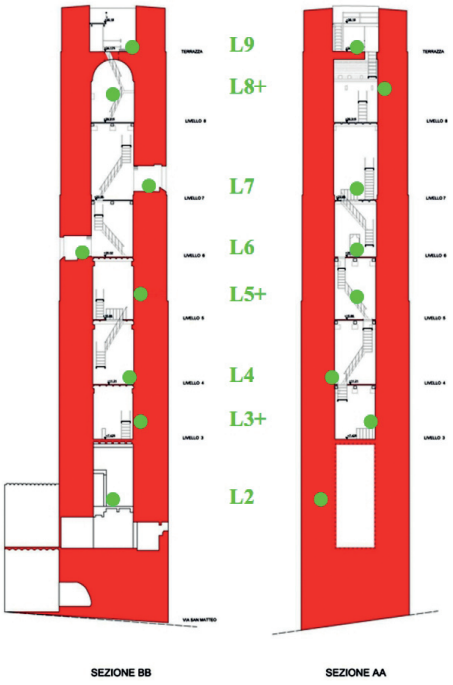


Fig. 1 – Esempio di disposizione dei punti di misura all'interno delle torri: la Torre Cugnanesi.

La durata della finestra (32 s) è stata scelta in modo da contenere un numero di dati pari ad una potenza di due: $128 \cdot 32 = 4096 = 2^{12}$. In tal modo, la trasformata di Fourier veloce (FFT) può essere eseguita senza completamento della serie di dati con aggiunta di valori nulli, cosicché i valori delle frequenze ai quali è definito lo spettro sono regolarmente equispaziati di un'entità pari alla minima frequenza realmente identificabile (frequenza di Nyquist): 1/32 = 0,03125 Hz. In tal modo si sono ricavati gli spettri relativi alle due direzioni orizzontali parallele ai muri esterni di ciascuna torre, come detto, convenzionalmente denominate nord-sud (NS) ed est-ovest (EO), nonché alla direzione verticale (V). I rapporti fra ciascuno di tali spettri ed il corrispondente relativo alla misura assunta come riferimento costituiscono i rapporti spettrali SSR. Le scelte possibili per il sito di riferimento sono: il piano terra entro la torre, il piano terra immediatamente fuori dalla torre od un punto prossimo alla torre ma distante quanto possibile da essa (approssimazione di campo libero). Dalle prove eseguite sulle torri Salvucci Nord e del Duomo (le prime ad essere indagate), è chiaramente risultato come la miglior scelta sia l'ultima, poiché

i relativi rapporti spettrali si mostrano quelli più chiaramente intelligibili, esibendo picchi spettrali decisamente più netti e quindi meglio identificabili. Si è dunque deciso di considerare sempre, quale misura di riferimento, quella relativa ad un sito esterno, distante dalla torre almeno qualche metro e, quando possibile, qualche decina di metri, scelto sfruttando le numerose piazze e piazzette cittadine. Probabilmente, l'efficacia di tale scelta è legata alla minore interazione fra la struttura e sito di riferimento, consentendo ciò di meglio isolare l'oscillazione propria della struttura. Al fine di tener conto della possibile non stazionarietà del campo delle vibrazioni ambientali durante un lasso di tempo di molte ore, la misura di riferimento è quasi sempre stata eseguita sia prima che dopo quelle all'interno d'ogni torre e talvolta anche in un momento intermedio. In tal modo, è stato possibile associare ad ogni misura all'interno della torre una misura di riferimento temporalmente prossima con cui determinare i rapporti SSR, ovvero confrontare quelli ottenuti con la misura precedente e quella successiva. Spesso sono inoltre stati usati due strumenti.

Le frequenze proprie di vibrazione delle torri sono dunque determinate come quelle in corrispondenza delle quali si rilevano massimi (picchi) dell'ampiezza delle curve SSR. Ogni torre manifesta l'esistenza di uno di tali massimi in una forma particolarmente chiara, caratterizzata da elevata ampiezza e netta localizzazione, la prima essendo sostanzialmente crescente con la quota della misura lungo la torre (cioè con l'ascendere del livello della torre), la seconda ben concordante fra tutti i livelli. Un esempio delle curve SSR ottenute è in Fig. 2. Ulteriori picchi, talvolta in numero anche rilevante, caratterizzano le curve SSR, solo una minoranza dei quali manifesta, tuttavia, chiarezza comparabile a quella del massimo principale, essendo gli altri di qualità inferiore, per carenza di persistenza ai diversi livelli della torre, ridotta ampiezza, poca definizione, ecc.. Per valutare la riproducibilità dei risultati e la loro persistenza al variare delle condizioni sperimentali, si sono confrontate le curve SSR ottenute, oltreché da misure relative a diversi livelli della torre, anche, ove possibile, con diversa misura di riferimento o relative a differenti strumenti di misura.

L'uso d'insiemi di curve SSR per lo stesso manufatto ha anche permesso di valutare, seppure in modo parziale, l'incertezza sperimentale da attribuirsi alle frequenze identificate. Precisamente, si è determinato, per ogni frequenza identificata, l'intervallo di massima oscillazione dei diversi valori ottenuti, simmetricamente ampliato di 0,016 Hz, valore pari alla metà della risoluzione in frequenza ottenibile dalla procedura: il valore della frequenza propria è stato dunque scelto come il valore centrale di questo intervallo. A tale miglior stima è stata attribuita un'incertezza,

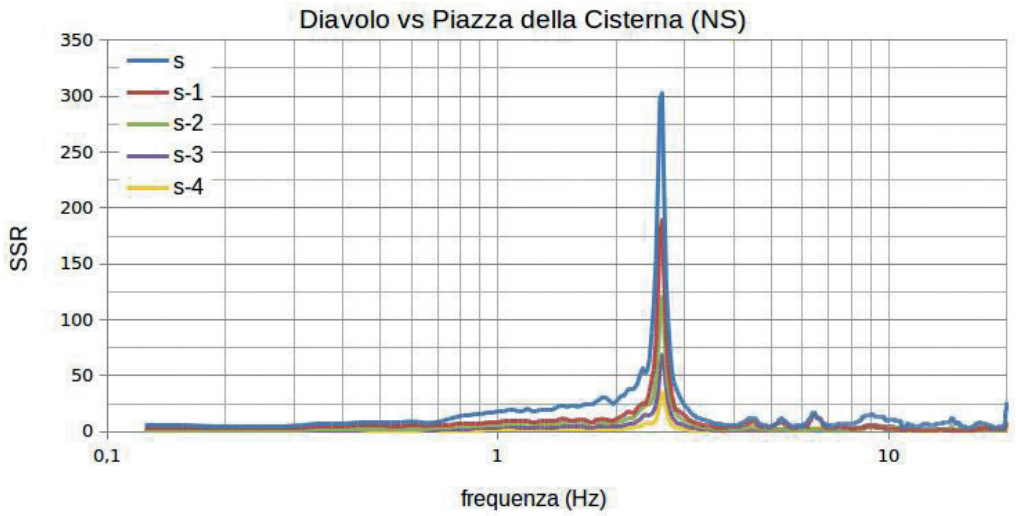


Fig. 2 – Esempio di rapporti spettrali SSR relativi ai diversi livelli di una torre: la Torre del Diavolo.

che rappresenta in verità un limite inferiore dell'incertezza sperimentale, pari al valore massimo fra:

- la semiampiezza del suddetto intervallo di variazione della frequenza,
- il valore 0,02 Hz, pari all'arrotondamento della metà della frequenza minima identificabile dalla procedura,
- il 5‰, adeguatamente arrotondato, dell'entità della miglior stima, quale incertezza legata al lisciamento degli spettri.

Si sono considerati soltanto i picchi emergenti a frequenze non superiori a 10 Hz, salvo in pochi casi nei quali essi si collocano lievemente al di sopra ma a ridosso di tal valore.

In generale, l'ampiezza dei picchi della curva SSR relativi alla componente verticale è circa un ordine di grandezza inferiore a quella dei picchi relativi alle componenti orizzontali, in linea con l'attesa minore mobilità verticale della torre. Tuttavia l'ubiqua presenza d'un moto verticale misurabile ed il carattere spesso non monotono dell'andamento delle ampiezze verticali con la quota potrebbero essere indice d'una cinematica di tipo complesso.

Altre tre torri oggetto di studio nell'ambito del progetto RiSEM, Cantagalli, Chigi e Pettini, non sono incluse nel precedente elenco, poiché non è stato possibile accedere ai loro piani superiori per effettuare le registrazioni di vibrazioni ambientali. Per ognuna di esse si è dunque potuta realizzare soltanto una misura al pianterreno ed una all'esterno nell'immediata adiacenza di uno dei suoi muri perimetrali (misure "esterna-adiacente", le cui caratteristiche sono illustrate più avanti).

Risultati. L'elaborazione delle acquisizioni, secondo il protocollo precedentemente descritto, ha portato ad identificare in modo chiaro alcune frequenze di picco delle curve SSR, nonché altri possibili picchi, le cui caratteristiche (bassa risoluzione in frequenza, mancata persistenza spaziale, ridotta ampiezza, ecc.) non li rendono sufficientemente affidabili, relegandoli al ruolo d'ipotesi. In Tab. 1, sono raccolte le frequenze dei picchi chiari delle torri esaminate: nella parte sinistra della tabella vi sono i valori delle frequenze corrispondenti al picco chiaro della curva SSR a più bassa frequenza (minima frequenza di picco), mentre nella parte destra vengono indicate le frequenze corrispondenti al picco di massima ampiezza (frequenze del picco massimo). Nella maggior parte dei casi i due valori corrispondono, come evidenziato nell'ultima colonna della tabella. Nei casi di discordanza, si ritiene, considerati vari aspetti, che la stima del modo fondamentale sia data dalla frequenza di massima ampiezza.

Tab. 1 - Frequenze di picco delle curve SSR e relative incertezze; "Diff." evidenzia i casi ("si") nei quali la minima frequenza di picco e quella del picco di massima ampiezza differiscono.

Torre	Minima frequenza di picco			Frequenza del picco massimo			Diff.
	NS [Hz]	EO [Hz]	V [Hz]	NS [Hz]	EO [Hz]	V [Hz]	
Ardinghelli Nord	1,36 ± 0,03	1,33 ± 0,03	4,8 ± 0,2	3,08 ± 0,03	4,67 ± 0,03	4,8 ± 0,2	si
Ardinghelli Sud	1,31 ± 0,05	1,31 ± 0,05	1,30 ± 0,03	3,06 ± 0,05	5,36 ± 0,03	5,30 ± 0,03	si
Becci	1,36 ± 0,03	1,67 ± 0,03	1,5 ± 0,2	1,36 ± 0,03	1,67 ± 0,03	1,5 ± 0,2	no
Campatelli	2,97 ± 0,05	3,16 ± 0,12	3,08 ± 0,16	2,97 ± 0,05	3,16 ± 0,12	3,08 ± 0,16	no
Cugnanesi	1,38 ± 0,05	1,27 ± 0,04	1,31 ± 0,08	1,38 ± 0,05	1,27 ± 0,04	1,31 ± 0,08	no
del Diavolo	2,63 ± 0,02	2,38 ± 0,05	1,14 ± 0,13	2,63 ± 0,02	2,38 ± 0,05	2,48 ± 0,16	~no
del Duomo (campanile della Collegiata)	1,69 ± 0,02	1,88 ± 0,02	1,78 ± 0,14	1,69 ± 0,02	1,88 ± 0,02	1,78 ± 0,14	no
Grossa	1,39 ± 0,03	1,34 ± 0,05	1,38 ± 0,05	1,39 ± 0,03	1,34 ± 0,05	1,38 ± 0,05	no
della Propositura	4,02 ± 0,07	4,13 ± 0,11	8,48 ± 0,04	4,02 ± 0,07	4,13 ± 0,11	8,48 ± 0,04	no
Rognosa	1,47 ± 0,02	1,53 ± 0,02	1,53 ± 0,02	1,47 ± 0,02	1,53 ± 0,02	1,53 ± 0,02	no
Salvucci Nord	1,30 ± 0,03	1,22 ± 0,05	1,22 ± 0,05	1,30 ± 0,03	1,22 ± 0,05	1,22 ± 0,05	no
Salvucci Sud	1,25 ± 0,02	1,25 ± 0,02	1,23 ± 0,04	1,73 ± 0,04	1,58 ± 0,03	1,58 ± 0,03	si

Nel corso del primo giorno di misure di vibrazioni ambientali sui manufatti, riguardanti la Torre Salvucci Nord e le Torre del Duomo, sono state eseguite anche due misure all'esterno delle torri, ma adiacenti alle pareti delle medesime, misure cui ci si riferirà dunque come "esterne-adiacenti". Com'è stato anticipato, tali misure non costituiscono il miglior riferimento, poiché i picchi delle curve SSR si manifestano assai più chiari quando la misura di riferimento è scostata dalla torre stessa. Questo fatto è stato interpretato come dovuto all'influenza del

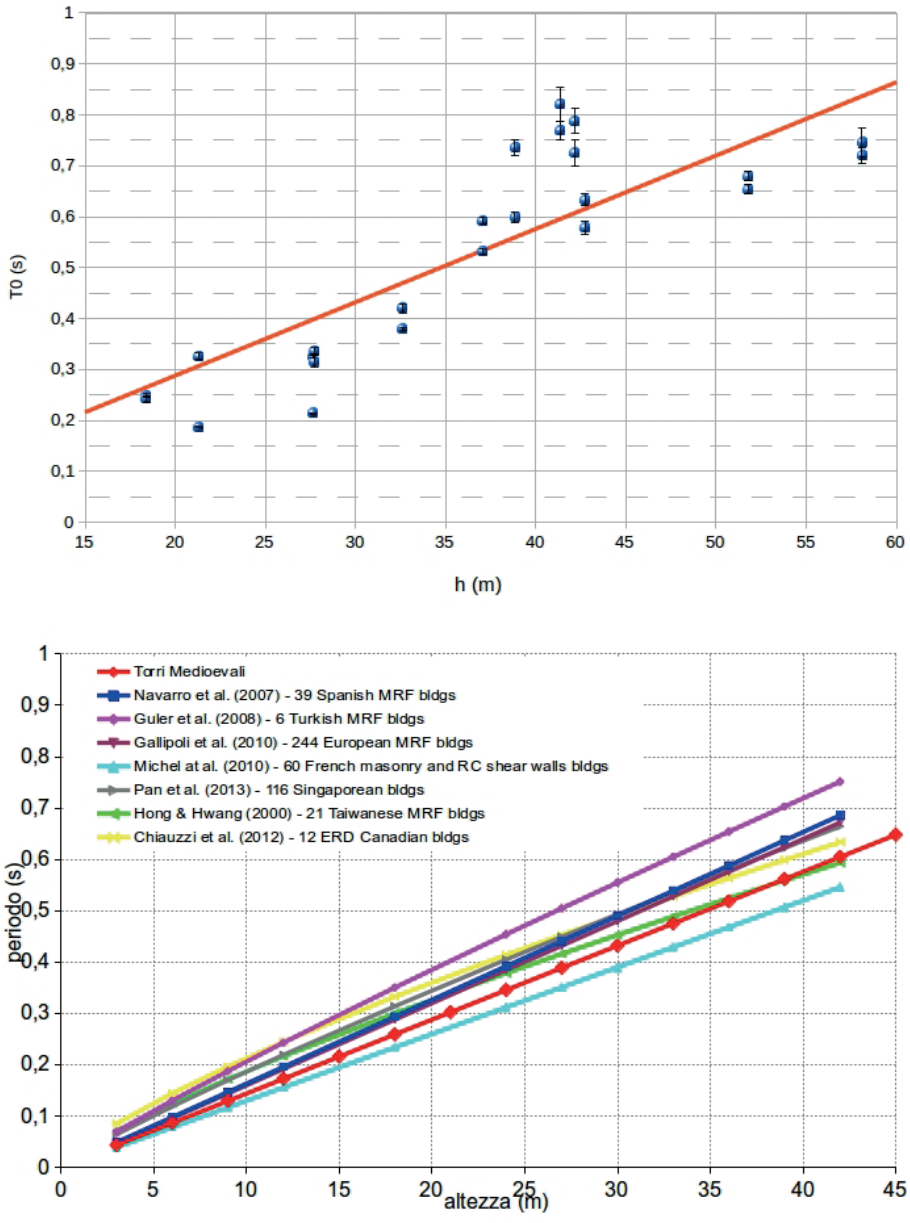


Fig. 3 – Nel grafico superiore: andamento dei periodi di massima ampiezza ($T_0=1/f_0$; con f_0 frequenze corrispondenti al picco di massima ampiezza in Tab. 1) rispetto all'altezza totale delle torri (h; Tab. 2): in blu i valori sperimentali (con l'intervallo di confidenza, quasi sempre contenuto nella dimensione del simbolo) ed in rosso la legge lineare $T_0 = 0{,}0144 \cdot h$. Nel grafico inferiore: confronto di detta legge lineare per le torri di San Gimignano con analoghe relazioni ricavate per altri edifici (Gallipoli *et al.*, 2014).

moto della torre sul campo delle vibrazioni ambientali immediatamente all'esterno dell'edificio stesso, suggerendo così che gli effetti del moto della torre si propagano al sottosuolo nelle immediate vicinanze della torre stessa. Se ne deduce dunque la possibilità d'individuare alcune proprietà del moto della torre dall'esame delle curve SSR ottenute rapportando gli spettri di una misura esterna-adiacente alla torre e di quelli di una più lontana dalla medesima. In effetti, nella maggior parte dei casi in cui si dispone d'una misura esterna-adiacente, oltre a quelle interne, s'è potuto osservare come emerga un picco chiaro nelle curve SSR calcolate dal rapporto fra gli spettri della misura esterna-adiacente e quelli d'una misura più lontana dall'edificio (misura di riferimento). In tutte le componenti orizzontali del moto, tale picco corrisponde esattamente al picco di massima ampiezza delle curve SSR relative alle misure eseguite internamente alle torri. Al contrario, solo in uno dei rapporti SSR relativo alle componenti verticali si ha tale corrispondenza. Questi risultati sembrerebbero suggerire che, almeno per il moto orizzontale, una misura esterna-adiacente ad una torre sia in grado, se confrontata con una esterna ma più lontana dalla torre, di identificare almeno la frequenza del modo più energetico della torre medesima. Va comunque notato che nei tre citati casi in cui non è stato possibile eseguire misure ai livelli superiori dell'edificio, le curve SSR ottenute utilizzando le misure esterne-adiacenti non hanno permesso di identificare in modo sufficientemente chiaro nemmeno una frequenza propria, limitandosi a suggerire vagamente ipotetici valori di tal grandezza.

Possibile relazione fra l'altezza della torre e la frequenza propria più energetica. Il primo grafico di Fig. 3 mostra l'andamento dei periodi di massima ampiezza delle curve SSR ($T_0=1/f_0$; con f_0 frequenze corrispondenti ai picchi massimi in Tab. 1), relativi ad entrambe le direzioni orizzontali, in funzione dell'altezza della torre cui si riferiscono (Tab. 2), determinata da un altro gruppo di ricerca all'interno del progetto RiSEM. Risulta evidente come tale andamento sia ben descrivibile con una relazione lineare

$$T_0 = C_T \cdot h, \qquad (6)$$

fra l'altezza h della torre ed il periodo T_0. Considerate le altezze delle torri in Tab. 2 come valori della variabile indipendente (con incertezze trascurabili), è stata realizzata una regressione col metodo dei minimi quadrati (non pesati) dei periodi relativi alle due direzioni orizzontali del moto (NS ed EO), considerati come un unico insieme di dati, ottenendo, per la costante dell'Eq. (6) la stima $C_T = 0{,}0144 \pm 0{,}0004$ s/m.

Grazie alla collaborazione dell'IMAA-CNR è stato possibile confrontare il risultato così ottenuto con la corrispondente relazione periodo-altezza di molti edifici localizzati in varie parti del mondo e caratterizzati da diverse epoche e tecniche costruttive (Gallipoli *et al.*, 2014).

Tab. 2 - Altezza delle torri, secondo i rilievi condotti nell'ambito del progetto RiSEM.

Torre	Altezza (m)
Ardinghelli Nord	27,63
Ardinghelli Sud	21,29
Becci	38,85
Campatelli	27,73
Cugnanesi	42,19
del Diavolo	32,63
del Duomo (campanile della Collegiata)	37,06
Grossa	58,10
della Propositura	18,41
Rognosa	51,77
Salvucci Nord	41,35
Salvucci Sud	42,72

Come mostra il secondo grafico di Fig. 3, la relazione qui ottenuta si colloca assai bene fra altre, dimostrando una sorprendente analogia fra le torri medievali qui studiate ed edifici moderni.

Bibliografia

Albarello D., Bianca M., Gallipoli M.R., Lizza C. e Mucciarelli M.; 2010: *Indagini speditive di comportamento dinamico di edifici monumentali storici e dei loro suoli di fondazione*. In Ferrari G. (a cura di) 2004-2010, *Viaggio nelle aree del terremoto del 16 dicembre 1857*, 6 voll. e 3 DVD-ROM, SGA, Bologna, vol. 5, pp. 213-232.

Boutin C., Hans S.; 2009: *How far ambient noise measurements may help to assess building vulnerability?* In Mucciarelli M., Herak M., Cassidy J., (eds.), *Increasing seismic safety by combining engineering technologies and seismological data*. *NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental*, Springer., ISBN: 978-1-4020-9194-0, 151-180.

Facke A., Parolai S., Richwalski S., Stempniewki L., 2006. Assessing the Vibrational Frequencies of the Cathedral of Cologne (Germany) by Means of Ambient Seismic Noise Analysis. *Natural Hazards*, 38, 229–236.

Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Vona M.; 2009: *Empirical estimate of fundamental frequencies and damping for Italian buildings*. Earthquake Engng. Struct. Dyn.,38, 973–988, doi:10.1002/eqe.878.

Gallipoli M.R., Gueguen P., Masi A., Mucciarelli M., Perrault M.; 2014: *Ambient vibration for updating of period-height relationships*. Atti della *"Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (2ECEES)"*, 24–29 agosto, Istanbul, Turchia, *Special Session "Ambient Noise for soil and building studies"*.

Grimaz S., Barazza F., Malisan P.; 2012: *Misure all'interno degli edifici*. In M. Mucciarelli (a cura di) *Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici*. Aracne Ed., Roma, 195-209.

Liberatore D., Mucciarelli M., Gallipoli M.R., Masini M.; 2008: *Two Applications of the HVSR Technique to Cultural Heritage and Historical Masonry*. In Mucciarelli M., Herak M., Cassidy J. (eds.), *Increasing seismic safety by combining engineering technologies and seismological data*. *NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental*, Springer., ISBN: 978-1-4020-9194-0, 325-337.

Lunedei E., Albarello D.; 2010: *Theoretical HVSR curves from full wavefield modelling of ambient vibrations in a weakly dissipative layered Earth*. Geophys. J. Int., 181, 1093–1108, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04560.x (*Erratum*: Geophys. J. Int., 192, 1342, doi:10.1093/gji/ggs047).

Nakamura Y., Saita J., Sato T.; 2008: *Applications to World Heritage Sites*. In Mucciarelli M., Herak M., Cassidy J. (eds.*), Increasing seismic safety by combining engineering technologies and seismological data*. *NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental*, Springer., ISBN: 978-1-4020-9194-0, 293-324.

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.

Peruzzi G., Lunedei E., Albarello D., Pieruccini P., Firuzabadì D., Sandrelli S., Coltorti M., Fantozzi P.L.; 2013: *La Microzonazione Sismica di un sito UNESCO: il centro storico di San Gimignano (Siena)*. Atti del XXXII Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 19-21 novembre, Tema 2 - Sessione 2.2, vol. 2, pp. 299-306 (www2.ogs.trieste.it/gngts/).

COORDINAMENTO D'AREA VASTA E PIANIFICAZIONE DEL TERRITORIO: ESPERIENZE DELLA PROVINCIA DI MODENA PER LA RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO

A. Manicardi[1], L. Bursi[1], G.P. Mazzetti[2], M. Romani[3]

[1] Provincia di Modena, Servizio Pianificazione urbanistica, territoriale e SIT, Modena

[2] Centrogeo Survey Snc, Correggio (RE)

[3] Servizio Pianificazione urbanistica, paesaggio e uso sostenibile del territorio, Regione Emilia-Romagna, Bologna

Premessa. Per tentare una riflessione complessiva su questo argomento va prioritariamente considerato che, quantomeno in Regione Emilia-Romagna, l'attenzione rivolta alla definizione di strumenti utili per la riduzione del rischio sismico nel campo delle trasformazioni territoriali sia edilizie che urbanistiche, è un fatto acclarato, rappresentato da un'attenzione costante e crescente esercitata anche in tempi non sospetti, cioè assai prima degli eventi sismici del 20 e 29 maggio 2012. Di concerto con la Regione, nel passato quinquennio e oltre, si sono attivati sulla questione anche gli enti locali di livello intermedio, tra cui in particolare la Provincia di Modena che, agendo sempre in stretto raccordo con le strutture tecniche regionali, ha messo in campo strumenti propri, risorse umane e finanziarie, incentivi convogliati in attività massimamente

orientate a favorire la sensibilizzazione ed il recepimento di elementi di riduzione del rischio sismico negli strumenti di pianificazione sia territoriali che, soprattutto, urbanistici.

Queste sensibilità hanno costituto una base necessaria ed il fertile terreno che ha sicuramente favorito le attività qui descritte, come pure il costante utilizzo dei contributi statali per interventi di prevenzione del rischio sismico previsti con la Legge n.77/2009 e definiti annualmente con apposite ordinanze ministeriali.

Pare quindi utile delineare oggi un sintetico bilancio delle attività compiute in questo campo, cercando di considerare criticità e punti di forza che si sono manifestati nei diversi contesti, avendo maturato negli anni un'esperienza assai variegata e significativa, sicuramente unica nel panorama delle istituzioni emiliano-romagnole. Un bilancio anche di prospettiva però, che volutamente non ignora il particolare momento istituzionale, ancora assai incerto e confuso, dove le spinte verso la semplificazione e la "sburocratizzazione" paiono condotte più sull'onda di spinte particolari e con prese di posizione dal tono irritato e superficiale, piuttosto che mediante un approccio sistemico alla evidente e condivisibile necessità di riordino delle funzioni esercitate dal pubblico e poi del conseguente riordino delle istituzioni cui tali attività si vuole facciano capo.

Per una consapevole assunzione della riduzione del rischio sismico nella pianificazione urbanistica dei comuni. E' noto che sulla base della legislazione regionale degli ultimi vent'anni, le province emiliano-romagnole esercitano competenze territoriali proprie di area vasta, oltre che un ruolo autonomo nella formazione degli strumenti di pianificazione del territorio (Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale - PTCP) e di valutazione degli strumenti di pianificazione urbanistica di livello comunale (Piani strutturali e Piani operativi/attuativi). Tale controllo si esercita anche riguardo alle azioni di riduzione del rischio sismico che i piani devono, obbligatoriamente, contenere, aspetti già altrove trattati diffusamente (Martelli e Manicardi, 2007; Manicardi e Romani, 2009; Fraulini *et al*., 2013).

Dall'entrata in vigore di disposizioni formate a vario titolo sulla riduzione del rischio sismico e rivolte alla pianificazione sia dalla Regione (2007-2009) che dalla pianificazione della Provincia di Modena (PTCP2009), la sensibilità dei Comuni per tendere ad adeguati livelli di sicurezza sismica del patrimonio edilizio da costruire e costruito, è rimasta tendenzialmente indifferente, con rare eccezioni, mutando in maniera significativa soltanto nell'ultimo biennio a seguito del sisma emiliano 2012.

L'attenzione delle amministrazioni comunali nella formazione dei propri piani è sempre stata rivolta in primo luogo a dare risposte alle esigenze di sviluppo del territorio, valutando i modi e le procedure di queste trasformazioni come un fatto contingente, non strutturale, raramente di prospettiva, talvolta gravate da richieste di valutazioni considerate prive di un immediato beneficio e ritorno. Spesso il livello comunale è stato marcato dalla tendenza a rinviare tali valutazioni di sostenibilità alle fasi ultime della trasformazione dei suoli. Sempre meglio che nulla si dirà, ma certo valutazioni di minor efficacia se non talvolta improponibili. La riduzione del rischio sismico è stata una di queste valutazioni orfane.

Nella pianificazione urbanistica, composta da cartografie e da norme che esplicitano i termini delle trasformazioni (perché, dove, quanto, come, quando), gli aspetti di riduzione del rischio sismico hanno trovato limitata udienza sino, e spiace dirlo, al fatidico maggio 2012 quando la sensibilità su questi aspetti si è alzata.

Generalmente incompresa nei suoi contenuti tecnici, certo non semplici, ed ancor più ardua nella forma espositiva degli elaborati, generalmente privi di immediatezza, la microzonazione sismica (MS) è stata da subito vissuta come un onere e una forzata accondiscendenza alle richieste di adeguamento degli atti comunali espresse tra il 2007 e il 2012 dalla Provincia; ne sono prova gli esiti delle valutazioni compiute sui circa seicento Piani nell'esercizio delle proprie funzioni istituzionali. Per chi si occupa di rispondenza della pianificazione urbanistica ai contenuti e alle disposizioni di legge, questa non è certo una grande novità.

A parziale discolpa di una qual certa indifferenza va considerata la difficile comprensione

tecnica degli studi di MS (sicuramente motivata dalla specializzazione dei contenuti) che ha presto suggerito una riflessione su come rendere più comprensibili alla pianificazione gli esiti degli studi concretamente spendibili a livello comunale, luogo ultimo e deputato alla trasformazione urbanistica ed edilizia dei suoli. Perché è stato in breve evidente che non bastava formare le conoscenze tecnico-scientifiche in fatto di pericolosità sismica locale (seppur favorite nella loro formazione da contributi finanziari), bensì occorreva tradurre gli esiti della conoscenza in azioni utili tese alla riduzione della vulnerabilità e dell'esposizione dei fabbricati. E questo principio, che lega sviluppo della conoscenza ed efficacia delle azioni conseguenti, vale in tutti i campi delle scienze umane.

Una sottovalutazione iniziale anche da parte della Provincia di questa necessaria relazione, dovuta anche all'esigenza di meglio maturare tali problematiche, ha fatto sì che i primi prodotti di MS, seppur correttamente realizzati ai sensi della DAL 112/2007 (oggi in fase di aggiornamento/revisione) siano stati assunti negli strumenti di pianificazione "visti e piaciuti" nello stato in cui si trovavano, senza cioè che dei loro esiti fossero tratti comportamenti urbanistici conseguenti, spesso demandati allo step successivo, oppure ai singoli rapporti geologico-geotecnici e sismici posti a corredo della pianificazione operativa/attuativa.

Per affrontare e risolvere questa incomunicabilità la Provincia ha costituito un informale gruppo di lavoro a geometria variabile, che ha visto come componenti stabili i tecnici di Provincia e Regione nelle componenti della pianificazione urbanistica e degli uffici geologici, e come interlocutori via via differenti, i professionisti incaricati degli studi di microzonazione, i progettisti dei piani urbanistici ed i tecnici comunali.

La riflessione si è focalizzata sui componenti degli atti di pianificazione (cartografia e norme) ed è stato sollecitato, e pure in un certo senso forzato, il dialogo tra figure professionali differenti e poco collaboranti per tradizione (geologi e architetti, ingegneri e pianificatori) affinando reciproche consapevolezze e definendo prodotti maggiormente espliciti per gli utenti finali: il comune, il progettista, il cittadino (quale sono le zone localmente più pericolose? è possibile l'edificazione e quali attenzioni occorrono a fronte di potenziale liquefazione/amplificazione del moto sismico alla superficie? le tipologie edilizie sono indifferenti alle caratteristiche intrinseche dei terreni su cui insistono a fronte di amplificazione sismica? etc..).

Il risultato di questo confronto (già sperimentato con favore nell'ambito della formazione del PTCP2007-2009 e portato avanti sulle MS dal 2010 sino ad oggi), è stata la definizione di cartografie e norme urbanistiche inserite via via nei piani comunali, volte ad una tendenziale mitigazione degli effetti di un terremoto mediante la scelte insediative più consapevoli, riduzione della vulnerabilità delle strutture e del rischio ne suo complesso, anche attraverso la rilettura dei piani di protezione civile e conseguente analisi della condizione limite per l'emergenza (d'ora in poi CLE), questa però meritevole di una riflessione a parte.

Prodotti realizzati: normative, cartografie di piano e diffusione telematica delle MS. La struttura delle norme ha trovato una prima definizione sulle due macro tipologie di territori comunali presenti nella provincia di Modena, pianura e montagna. È stata sicuramente favorita dalla esecuzione di microzonazioni sismiche in forma unitaria grazie al coordinamento dalla Provincia che ha redatto la cartografia e fornito il supporto informatico su un preponderante finanziamento dei cinque comuni, rispetto al contributo economico dell'Ordinanza PCM n. 3907/2010. Questa prima esperienza, poi replicata nel tempo via via che gli strumenti urbanistici dei comuni venivano rinnovati, ma soprattutto il convincimento che era necessario dare efficacia agli esiti degli studi, hanno trovato riconoscimento e perfezionamento a seguito del sisma emiliano del maggio 2012 quando la Regione Emilia-Romagna ha realizzato gli studi di MS e l'analisi CLE per i 17 comuni con intensità macrosismica MCS ≥ VI, dei quali ben 9 modenesi.

E' qui opportuno notare come la perimetrazione degli ambiti urbanizzati e urbanizzabili e delle principali infrastrutture per come indicati nei piani, e su cui è stata effettuata la MS, sia stata volutamente estesa ad un congruo intorno seppur classificato dalla disciplina urbanistica

come rurale; questo in relazione alla forte antropizzazione della Bassa Modenese in cui appare labile il confine tra edificato urbano e rurale, spesso attestato come insediamenti nastriformi su dossi e viabilità.

La relazione illustrativa sancisce quindi la necessità di assumere nei piani della ricostruzione (LR 16/2012) idonee disposizioni per la riduzione del rischio sismico, fornendo indicazioni alla pianificazione urbanistica comunale (Martelli e Romani, 2013, parte III, Utilizzi e applicazioni, p. 35 e segg.).

Su questo fronte l'assunzione da parte dei comuni delle norme relative alla MS e analisi CLE, anche queste definite congiuntamente tra Provincia e Regione, è stata operata in sede di Intesa unica rilasciata sui piani dal Comitato Unico per la Ricostruzione, del quale il Servizio pianificazione urbanistica della Provincia fa parte. Nell'ambito della formazione di detti piani dunque sono state assunte nome e cartografie omogenee. Ma essendo che alcuni comuni già disponevano di studi ed indagini precedenti conformi alla DAL 112/2007, si è anche operato un "merge" coordinato con studi già esistenti, per non disperderli (Comuni di Carpi e San Felice sul Panaro). L'assunzione di nome derivanti dagli studi di MS nei piani della ricostruzione, ha esplicitamente avuto come conseguenza, anche l'adeguamento dello strumento urbanistico generale (quindi dell'intero territorio) alle riposizioni regionali e del PTCP2009 in fatto di riduzione del rischio sismico.

In termini generali l'articolato delle "Disposizioni normative per la riduzione del rischio sismico" proposte nella pianificazione comunale vede una iniziale "Definizione e Finalità" che costituisco esplicitamente anche adeguamento ed attuazione del PTCP approvato con deliberazione di Consiglio provinciale n°46 del 18 marzo 2009, oltre ad essere integrate con elementi desunti dall'analisi della condizione limite per l'emergenza. Sono quindi precisati gli "Elaborati di riferimento" che in parte afferiscono al Quadro Conoscitivo, in parte sono elaborati di Piano (carte delle Frequenze naturali del terreno f_0 – carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica – carte dei Fattori di amplificazione FA-PGA., FA-IS, e del potenziale di liquefazione) con le relative descrizioni. Seguono le vere e proprie "Disposizioni per la riduzione del rischio sismico" con riferimento sia agli esiti degli studi effettuati entro le porzioni di territorio indagate (microzone) sia agli approfondimenti da sviluppare negli areali non ricompresi nelle microzone.

Nelle zone stabili suscettibili di amplificazione, sia nei territori di pianura che di montagna, per il calcolo dell'azione sismica nella progettazione di opere di classe d'uso 3 e 4, sono fortemente raccomandate specifiche analisi di dettaglio e di risposta sismica locale. Quest'ultima è sempre da sviluppare per le categorie di sottosuolo S1 ed S2, per i manufatti con periodo principale di vibrazione $T > 1,0$ s, e per le verifiche di stabilità di versanti e fronti di scavo. Le porzioni di territorio in cui sono possibili fenomeni di amplificazione e potenziale liquefazione (categoria S2) sono soggette ad approfondimenti di terzo livello per la valutazione della suscettività alla liquefazione e relativo indice potenziale (IL) e la stima dei cedimenti. In tali aree, preventivamente ad ogni trasformazione urbanistico-edilizia da realizzarsi negli ambiti urbani consolidati e nel territorio rurale, deve essere effettuata l'analisi di suscettività alla liquefazione il cui esito si riterrà negativo se IL risulterà inferiore a 2. Se IL risulterà pari o superiore a 2, per il calcolo dell'azione di sismica ai fini della progettazione non è ammesso l'approccio semplificato e dovranno essere valutati i potenziali cedimenti. Per opere di particolare interesse pubblico o strategico, classi d'uso 3 e 4, se $IL \geq 2$, si raccomandano interventi di mitigazione del rischio di liquefazione (consolidamento del terreno di fondazione, interventi per la riduzione delle pressioni interstiziali, etc.). Per la progettazione di opere di classe d'uso 1 e 2 se IL è < 2 è ammesso il calcolo dell'azione sismica tramite l'approccio semplificato.

Con riferimento ai fattori di amplificazione stratigrafica, e qualora le carte di MS di terzo livello (analisi con codice di calcolo) rappresentino la stima dei fattori di amplificazione del moto sismico in termini di Intensità di Housner (IS), nei periodi compresi tra: 0,1-0,3 s; 0,1-0,5 s; 0,3-0,5 s; 0,5–1 s; 1,0-2,0 s si evidenzia che detta suddivisione di intervalli è confrontabile

con il periodo fondamentale di vibrazione delle strutture di macrotipologie di fabbricati; ciò rappresenta un elemento di raffronto per agire di conseguenza nella progettazione urbanistico-edilizia.

Con riferimento alla matrice sopra esposta ed in particolare alla carta delle frequenze naturali principali f_0, al fine di contenere gli effetti del sisma, gli strumenti operativi ed attuativi o comunque denominati, nelle scelte progettuali devono prevedere che gli interventi edificatori, per evitare effetti di doppia risonanza, determinino l'interferenza minore tra fattori di amplificazione e periodo di vibrazione principale delle opere. E' comunque raccomandata la verifica locale della frequenza fondamentale dei terreni, ad esempio con misure di sismica passiva a stazione singola. Queste ultime, per valutare il periodo di vibrazione principale dei manufatti, è inoltre consigliabile siano effettuate anche sui fabbricati esistenti o dopo la loro costruzione/ristrutturazione, a verifica delle analisi di progetto.

Chiudono la struttura dell'articolato normativo le "Disposizioni per la riduzione del rischio sismico: Condizione Limite per l'Emergenza" dove, al fine di salvaguardare l'accessibilità alle funzioni strategiche nel contesto urbano e territoriale in caso di emergenza sismica, gli interventi edilizi sui fabbricati esistenti e gli interventi di nuova costruzione non devono essere tali da rendere/realizzare fabbricati interferenti su Edifici Strategici, sulle Aree di Emergenza e sulla viabilità di connessione o di accesso, mentre sui fabbricati già individuati come interferenti non è ammessa la sopraelevazione e gli interventi devono tendere, di minima, alla riduzione della condizione di interferenza.

Strumenti di coordinamento e partecipazione interistituzionale. Nel passato quinquennio e avendo quale costante riferimento tecnico la Regione, l'azione della Provincia si è quindi rivolta a supportare i Comuni, sempre più deboli in termini economici, di personale e di tecnologie dedicate. Le sinergie create con i Comuni in termini di personale, strumenti e know-how, hanno ottenuto indiscusso favore e condivisione ed hanno soprattutto colto l'obiettivo, consentendo una riduzione di costi ed un significativo passo avanti in materia di sicurezza del territorio, confezionando prodotti che altrimenti avrebbero trovato difficoltà ad essere realizzati. Va comunque detto che questi anni l'interesse da parte dei Comuni rispetto al valore degli studi di MS è stato relativamente contenuto e la loro redazione è stata più incentivata dalla prospettiva di un contributo economico piuttosto che da una convinta attenzione alla sostenibilità delle trasformazioni territoriali. Ancor oggi, a seguito del sisma 2012 (evento distruttivo che oggettivamente non è mai stato nei "pensieri" della popolazione) e nonostante le forme di promozione e incentivazione, compresi gli esempi virtuosi sotto descritti, alcuni Comuni non si sono ancora attivati.

Lo sviluppo degli studi di MS (2008-2014) e l'analisi CLE sono state promosse a livello locale e favorite con la stipula di collaborazioni istituzionali su base assolutamente volontaria, che hanno visto la Provincia anche capofila nella richiesta di accesso ai finanziamenti statali (OPCM n.3907/2010, OPCM n.4007/2012, OCDPC n.52/2013), nella redazione dei prodotti richiesti nelle specifiche tecniche delle ordinanze ministeriali, nella definizione di elaborati utili alla pianificazione urbanistica e, soprattutto, nella promozione finale di accordi di programma con Comuni (art.34 del T.U.EE.LL. e art.40 LR 20/2000) in variante alla strumentazione urbanistica vigente, per assumere in tempi certi ed ergonomici nei rispettivi strumenti di pianificazione, gli esiti normativi e cartografici delle MS e delle CLE realizzate (es. integrazione di Piani Strutturali dei Comuni di Pavullo n/F e di Lama Mocogno con Decreto 8 agosto 2014 n.29 del Presidente della Provincia).

Il quadro oggi raggiunto in termini di realizzazione di studi di MS è sicuramente soddisfacente (Fig. 1). Per la quasi totalità dei Comuni sono in corso o disponibili studi di MS relativi alle parti urbane e urbanizzabili e solo 5 su 47 non si sono mai attivati per accedere a contributi e neppure dispongono di studi precedenti ai sensi della DAL 112/2007. Trattasi di comuni montani di superficie estesa, ma ridottissima classe demografica (2% della popolazione) tra cui uno anche in classe sismica II (Pievepelago). Rispetto a queste situazioni di debolezza cronica

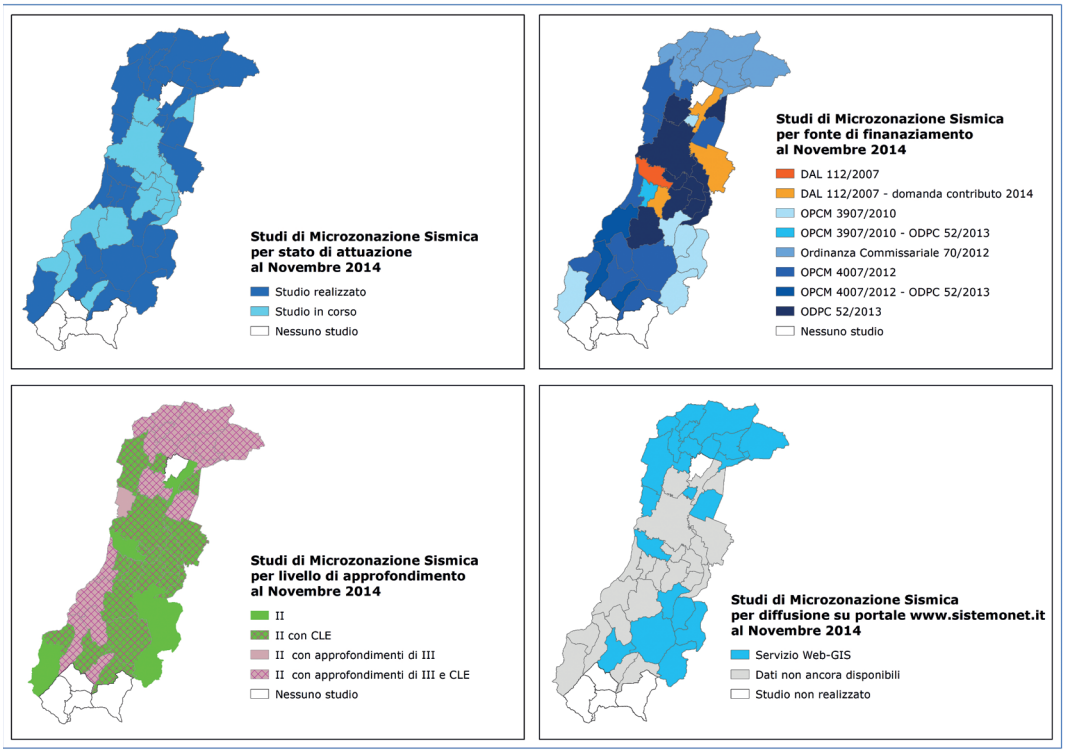


Fig. 1 – Sintesi territoriale degli studi di MS in Provincia di Modena per: stato di attuazione, fonte di finanziamento, livello di approfondimento, diffusione sul portale cartografico provinciale (www.sistemonet.it).

un intervento dell'Ente d'area vasta (la "nuova provincia"?) sarebbe forse auspicabile, se non persino risolutivo, come è stato in passato con accordi di collaborazione positivamente portati a termine (Manicardi, 2013).

Tuttavia il dato degli studi, se disaggregato, evidenzia come solo metà della popolazione modenese (55%) risiede in Comuni già "microzonati" mentre il 43% risiede in comuni che hanno studi in corso e la cui superficie corrisponde "solo" al 28% del totale provinciale; spicca in questi valori l'assenza del comune Capoluogo che conta 183 km^2 e 190.000 ab. circa, la cui MS è in corso con contributi dell'OCDPC n. 52/2013.

Più arretrata la situazione di adeguamento dei PRG e PSC rispetto alla riduzione del rischio sismico. A fronte di 28 comuni che hanno realizzato studi di MS (comuni corrispondenti a 387.744 abitanti ossia il 55% della pop. provinciale) solo 14 comuni (305.259 abitanti = 43%) ne hanno recepito gli esiti mediante l'assunzione di cartografie e nome, che di fatto è la sola modalità per renderli efficaci e cogenti in campo urbanistico (Fig. 2). Fanno la parte da leone in questa situazione i comuni del cratere, microzonati dalla Regione a seguito del sisma e attraverso risorse programmate con Ordinanza commissariale n. 70/2012, ai quali è stato "richiesto" d'assumere disposizioni sulla riduzione del rischio sismico in sede di Piani della Ricostruzione tramite una costante azione di accompagnamento, verifica e monitoraggio della Provincia.

E' evidente quindi che l'azione, spesso anche severa degli enti sovraordinati, ha favorito la redazione di MS, e successivamente ha "costretto" i comuni a dare efficacia ai prodotti (Provincia). Le azioni promosse sui due fronti istituzionali, differenti per competenze (Provincia e Regione), ma sempre strettamente coordinati nell'azione tecnico-amministrativa (finanziamenti, definizioni prodotti, verifiche di conformità ambientale e territoriale dei piani

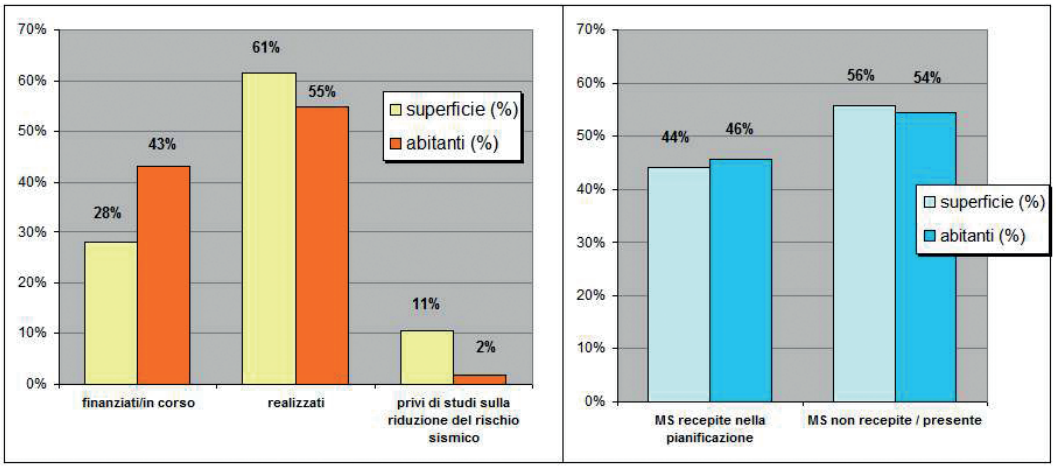


Fig. 2 – Comuni dotati di studi di MS in Provincia di Modena distinti per: superfici ed abitanti complessivi e per recepimento degli esiti di MS nei rispetti strumenti urbanistici.

urbanistici, ecc.) è stata alla fine vincente. Non ultimo infine l'impegno della Provincia alla conoscenza dei prodotti MS mediante la diffusione sul portale cartografico www.sistemonet.it (Fig. 3) che ad oggi, è arrivato a ben 19 progetti (Fraulini *et al*., 2013).

Punti di forza e criticità degli Enti territoriali: l'area vasta nel rinnovamento istituzionale. Risulta evidente come quanto appena descritto del "caso Modena", in termini di diffusione territoriale ma anche di coerenza ed omogeneità dei contenuti, possa essere attribuito ad un importante ruolo svolto dalla Provincia. Alla luce delle riforme istituzionali in corso di definizione della "nuova provincia", è necessario comprendere quali elementi hanno permesso questa esperienza ed ipotizzare un'eventuale replicabilità, in termini di benefici generati. A partire dagli anni '90 in Regione Emilia-Romagna l'assegnazione di deleghe ha pienamente attuato il decentramento amministrativo, ottenendo assunzione di responsabilità negli EE.LL. Un processo

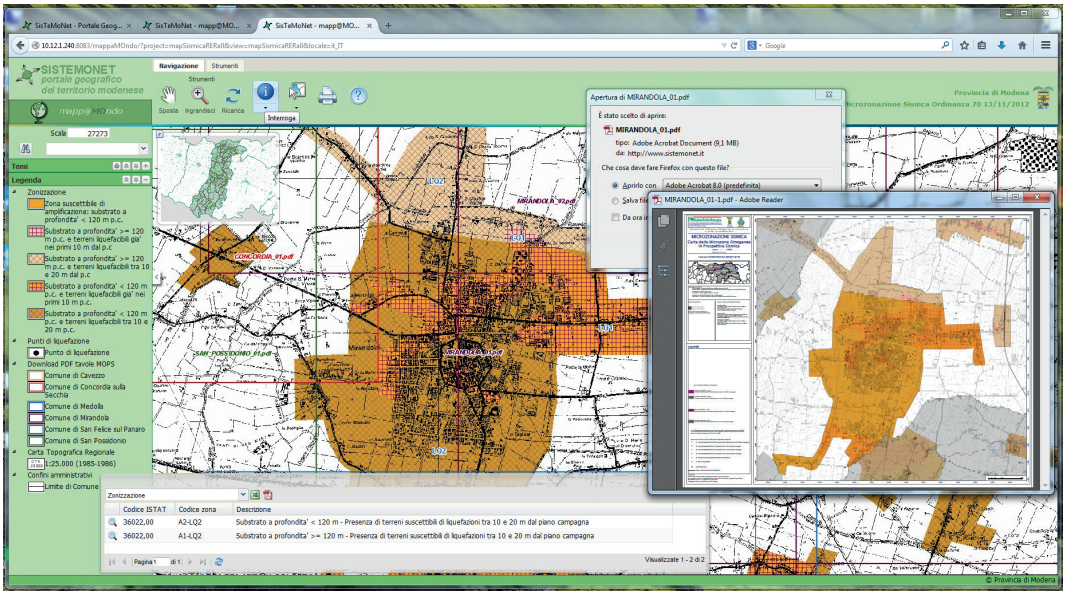


Fig. 3 – Portale www.sistemonet.it - progetto MS: microzonazione sismica dei comuni del cratere (particolare del Comune di Mirandola).

che ha permesso una pronta ed efficace costruzione degli strumenti di pianificazione di area vasta (dal PTI1991 al PTCP2009) in grado di guidare la pianificazione comunale con indirizzi, direttive e prescrizioni che hanno interagito anche con le specifiche tematiche relative al rischio sismico. Inoltre la LR 6/95 ha delegato alle Province funzioni di controllo e approvazione dei piani urbanistici comunali realizzando così un attento presidio degli strumenti di pianificazione locale. Un altro elemento di valore rispetto al ruolo della Provincia è costituito dall'alto livello di collaborazione istituzionale istauratosi negli anni, sia sotto il profilo politico che tecnico, che si è ulteriormente rafforzato in attuazione ai principi contenuti nella seconda legge urbanistica regionale, la LR 20/2000: condivisione delle informazione per la costruzione dei quadri conoscitivi, esperienze legate alla potenzialità attribuita ai PTCP di assumere il ruolo di PSC e indirizzo regionale teso a rafforzare la pianificazione sovracomunale (Unioni dei Comuni).

E' essenziale, nell'attuazione dell'attuale processo di riforme istituzionali, non disperdere quelle capacità che hanno consentito il raggiungimento dei risultati qui presentati relativi al rischio sismico, ma che hanno trovato attuazione pure in altri tematismi a ricaduta territoriale ed ambientale. Ma si deve anche riconoscere che l'obbiettivo raggiunto con questa esperienza legata alla sismica ha anche un alto valore di carattere disciplinare, infatti, ha consentito di migliorare qualitativamente le analisi, le valutazioni e le proposte dal punto di vista tecnico attraverso la collaborazione di area vasta, una dimensione territoriale che permette di leggere i fenomeni fisici oltre i confini comunali e di considerarne le reciproche interferenze.

Questa fase di transizione (attuazione Legge 64/2014 cosiddetto Ddl Del Rio) vede la trasformazione delle Province in enti di secondo livello e non più elettivi, disponendo che esse mantengano competenze in materia di pianificazione territoriale di coordinamento, nonché tutela e valorizzazione dell'ambiente, quindi enti in grado di esercitare una funzione di indirizzo per gli strumenti urbanistici comunali, certo non più con piena autonomia decisionale, ma nella forma di una codecisione tra territori espressa dall'Assemblea dei Sindaci. Inoltre, è demandata alle Regioni la possibilità di attribuire funzioni proprie anche al livello provinciale e di definire ambiti territoriali ottimali per l'esercizio di funzioni comunali, da attuarsi attraverso specifiche intese. La "nuova provincia", ente di secondo livello costituita dai Sindaci, potrà quindi esercitare azioni di pianificazione territoriale ed ambientale d'area vasta e, subordinatamente alle decisioni che assumerà la Regione, anche una forma il presidio degli strumenti urbanistici comunali. La sfida resta la collaborazioni tra enti, Comuni, Unioni di Comuni e "nuova provincia" che potrebbero cogliere l'opportunità di meglio organizzare, rafforzare e formare l'apparato tecnico con l'obiettivo di calmierare il progressivo depauperamento professionale che si sta inducendo negli Enti Locali conseguente alla scarsità di risorse e tagli di personale. Peraltro gli studi di MS e di CLE effettuati dalla Regione in attuazione dell'Ordinanza commissariale n.70/2012, l'Accordo tra Provincia di Modena e 5 Comuni (delib. Giunta provinciale 318/2010) rimarcano la maggior efficacia ed ergonomia di studi aventi respiro territoriale [cfr. risposta sismica delle unità litotecniche del settore appenninico tra crinale e fascia pedemontana: territori di Montese - Zocca - Guiglia - Marano s/P in Mazzetti e Gilli (2013) e Martelli e Romani (2013)].

In prospettiva tuttavia, la riforma eliminerà definitivamente le Province dalla Costituzione cancellandone la loro natura di Autonomie Locali, accompagnandola con un percorso di modifica del Titolo V e ridiscussione delle materie di competenza statale e regionale. Una nuova sfida per le Regioni che dovranno necessariamente definire un diverso assetto territoriale di area vasta individuandone la natura, il ruolo e le competenze, al netto del riconoscimento costituzionale delle città metropolitane. Un nuovo assetto istituzionale dove i decisori politici saranno a questo punto due, Regione e Comuni., Un "luogo" istituzionale che dovrà essere in grado di rappresentare i temi di area vasta e dove sia possibile da un lato il ridisegno di perimetri significativi per la nuova organizzazione del territorio sviluppatasi dalla nascita delle Province ad oggi e dall'altro costituire tra Comuni una struttura in grado di assumere decisioni sulle competenza che saranno attribuite e, inoltre, in grado di rappresentare un adeguato livello di gestione per una serie di servizi alle comunità e mondialità di trasformazione del territorio.

Bibliografia

L.Martelli, M.Romani; 2013: Microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della pianura emiliana di maggio giugno 2012. Relazione Illustrativa, (ordinanza del commissario delegato – presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012),

A.Fraulini, A.Manicardi, B.Mengoli C.Ugoletti, G.P.Mazzetti; 2013: Riduzione del rischio: esiti della microzonazione sismica nelle carte e norme degli strumenti urbanistici. Atti 32° GNSTS, Trieste.

A.Manicardi; 2013: Carte delle sicurezze del territorio, la riduzione del rischio sismico - Microzonazione sismica, Provincia di Modena, 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.

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.

COORDINAMENTO DELLE ANALISI DELLA CONDIZIONE LIMITE PER L'EMERGENZA - RAPPORTO TRA PIANIFICAZIONE D'EMERGENZA PROVINCIALE, COMUNALE E PIANIFICAZIONE TERRITORIALE E URBANISTICA NELL' ESPERIENZA DELLA PROVINCIA DI MODENA

A. Manicardi[1], L. Ricci[2], M. Romani[3]

[1] Servizio Pianificazione urbanistica, territoriale e SIT, Provincia di Modena

[2] Servizio Sicurezza del territorio e cave, Provincia di Modena

[3] Servizio Pianificazione urbanistica, paesaggio e uso sostenibile del territorio, Regione Emilia-Romagna, Bologna

Premessa. A seguito degli eventi sismici del 20 e 29 maggio 2012 sono state emanate dal Commissario delegato – Presidente della Regione e dalla Giunta della Regione Emilia-Romagna le seguenti disposizioni:

- Ordinanze n.70 del 2012 "Approvazione del programma per gli studi di microzonazione sismica" finalizzata allo 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 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<0.125g";
- 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 le delocalizzazione delle costruzioni, in particolare quelle con funzioni di particolare interesse (strutture strategiche, edifici pubblici, ecc…), 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 deve indirizzare le scelte di trasformazione verso zone a minore pericolosità locale;
- 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", in cui si prevede che gli interventi di ricostruzione vengano disciplinati sulla base delle risultanze degli studi di microzonazione sismica (art. 7) e che il Piano sia corredato dall'Analisi CLE (art. 8).

Tali disposizioni sono andate ad integrare gli studi di CLE già finanziati, in attuazione all'art.11 della Legge n. 77/2009, con OPCM n. 4007/2012 (che introduce per la prima volta il concetto di analisi della condizione limite per l'emergenza) e OCDPC n. 52/2013.

Sulla base di questi atti sono stati redatti, da parte dei Comuni gli strumenti di pianificazione urbanistica volti a superare le conseguenze del sisma e a restituire quanto prima organicità e coerenza alla pianificazione del territorio (Piani della Ricostruzione); e da parte della Regione sono stati realizzati strumenti conoscitivi sulla pericolosità sismica locale e definite disposizioni per la loro assunzione nei Piani, utili alla riduzione del rischio sismico (MS e analisi CLE). Una sempre stretta e fattiva collaborazione interistituzionale ha sostanziato queste attività e i loro prodotti.

Analisi CLE: metodiche di sviluppo, cartografia e normativa di piano. A seguito dell'emanazione della citata Ordinanza n. 70/2012, di concerto con il DPC - Ufficio rischio sismico e vulcanico e con le amministrazioni locali (province e comuni), la Regione Emilia-Romagna ha provveduto a redigere le CLE dei 17 comuni dell'area epicentrale. Il lavoro è stato svolto coinvolgendo tutte le competenze interessate. Oltre agli uffici regionali, sono stati coinvolti i responsabili provinciali e comunali dei settori protezione civile, lavori pubblici, urbanistica ed edilizia; a tale team di lavoro si sono affiancati anche i progettisti dei piani della ricostruzione al fine di favorire l'introduzione nell'apparato normativo dei piani le norme relative alla riduzione del rischio sismico ed in particolare alla efficacia/efficienza del complesso degli elementi facenti parte della CLE.

Fondamentale è stata la valutazione collegiale degli elementi già individuati nei Piani di Protezione Civile dei comuni, selezionandoli e integrandoli in funzione del nuovo e in parte diverso obiettivo proprio dell'analisi CLE, ossia la resistenza ovvero la "sicurezza" rispetto ad un'eventuale azione sismica, degli edifici ospitanti funzioni strategiche, per assicurare scelte funzionali alla gestione dell'emergenza in caso di sisma. Stesso dicasi per la viabilità che deve consentire anche in caso si sisma l'accessibilità alle finzioni strategiche.

Il risultato di questo confronto è stata la definizione di cartografie e norme urbanistiche da inserire dei Piani della Ricostruzione, essendo essi varianti agli strumenti urbanistici comunali vigenti.

La modalità di lavoro in team e la vivacità culturale delle riflessioni, ha consolidato e affinato la consapevolezza ed i metodi nei funzionari della Provincia di Modena, per proseguire tale confronto interdisciplinare rivolgendosi anche alle amministrazioni comunali destinatarie dei finanziamento di cui alla OCDPC n. 52/2013, al fine di recepire gli studi non solo di MS, ma anche di CLE negli strumenti di pianificazione urbanistica.

Stesso metodo di analisi e di fattiva collaborazione tra enti, è stato quindi attivato per la redazione delle CLE dei comuni destinatari dei finanziamenti delle ordinanze ministeriali conseguenti la Legge n. 77/2009. Su questa impostazione collegiale si è inserita l'azione di coordinamento della Provincia di Modena che ha promosso e attivato sull'intero fronte dei comuni modenesi, in quanto destinatari dei finanziamenti statali, accordi oprativi di collaborazione tecnica ai sensi dell'art.15 della LR 20/2000, ed anche, in taluni casi, di esecuzione materiale dei prodotti mettendo in campo risorse umane, tecnologie ed esperienze volte a superare le soglie critiche delle strutture comunali e al fine di ottenere prodotti analitici, verificati, omogenei e condivisi.

In taluni casi l'azione di accompagnamento dei comuni è proseguita sino all'integrazione degli strumenti di pianificazione urbanistica, mediante l'applicazione di procedure semplificate e condivise (Accordi di Programma art. 40 LR 20/2000) stante la natura di miglioramento della sicurezza pubblica e quindi di pubblica utilità dei prodotti.

Su questi aspetti pare opportuna una considerazione specifica. Sia nel caso della redazione degli studi di microzonazione sismica come dell'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza sono state attivate dalla Provincia di Modena forme di collaborazione volontaria con i comuni; ma mentre per la MS la partecipazione delle strutture comunali è stata di fatto solo amministrativa

e tutto sommato "passiva" (essendo necessario affidare interamente all'esterno l'esecuzione del prodotto altamente specialistico in quanto tali competenze tecnico non sono, di norma, presenti nei Comuni) al contrario nello sviluppo dell'analisi CLE la partecipazione dei settori comunali (protezione civile, LL.PP. e urbanistica) è stata molto attiva e pure imprescindibile. Non va dimenticato che l'anagrafica delle unità strutturali e le loro caratteristiche edilizie trova ricognizione, pressoché esclusiva, a livello di uffici tecnici comunali. Tant'è che alcuni Comuni hanno definito in proprio la CLE affidandosi per gli aspetti strumentali che richiedevano esperienza e dotazioni tecnologiche, alla Provincia di Modena (creazione delle banche-dati e informatizzazione delle cartografie secondo gli standard di rappresentazione e archiviazione informatica ministeriali). Questo ha rivelato un'attenzione e una partecipazione delle risorse umane comunali sicuramente positiva che vede - per un buon esito e pertinenza dei prodotti - il necessario e consapevole coinvolgimento delle amministrazioni locali.

Infatti, la consapevolezza dell'importanza e finalità di questa analisi, ossia perseguire una realistica condizione per cui l'insediamento urbano conservi comunque, nel suo complesso, l'operatività della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza, la loro accessibilità e connessione con il contesto territoriale in caso di un severo evento sismico, è stata coinvolgente ed ha incentivato ed attivato senza sforzo le strutture comunali interessate.

In tale contesto di fattiva e reciproca collaborazione anche la definizione di un template da parte della Regione al fine di standardizzare e rendere immediatamente comparabili i contenuti delle relazioni illustrative di accompagnamento delle CLE comunali (descrizione degli elementi strategici caratterizzanti il sistema di gestione dell'emergenza, rapporto con le infrastrutture di accessibilità/connessione, eventuali problematiche rispetto alle Unità Strutturali interferenti, etc), ha sicuramente agevolato gli enti locali nella redazione.

La Regione Emilia-Romagna, a conclusione degli studi di MS e di analisi CLE svolti per tutti i comuni dell'area epicentale, sancisce nella relazione illustrativa dei prodotti così realizzati la necessità di assumere nei piani della ricostruzione (LR 16/2012) idonee disposizioni fornendo indicazioni alla pianificazione urbanistica comunale (Martelli e Romani; 2013, parte III, Utilizzi e applicazioni, p. 35 e segg.). L'articolato delle "Disposizioni per la riduzione del rischio sismico: Condizione Limite per l'Emergenza" è inserito nel disposto più ampio relativo alle norme per la riduzione del rischio sismico ed è consultabile nel sito web regionale:

http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia.

Le indicazioni normative sono state redatte con lo scopo di salvaguardare l'accessibilità alle funzioni strategiche nel contesto urbano e territoriale in caso di emergenza sismica, mentre gli interventi edilizi sui fabbricati esistenti e quelli di nuova costruzione non devono essere tali da rendere/realizzare fabbricati interferenti su Edifici Strategici, sulle Aree di Emergenza e sulla viabilità di connessione o di accesso, mentre per i fabbricati già individuati come interferenti, non è ammessa la sopraelevazione e gli interventi devono tendere, di minima, alla riduzione della condizione di interferenza.

In questo caso l'azione congiunta degli enti sovraordinati che hanno coordinato, promosso e realizzato questo complesso di attività e prodotti (Regione e Provincia) è stato determinate per l'assunzione degli esiti degli studi di MS che dell'analisi CLE in sede di rilascio dell'Intesa unica sui piani della ricostruzione (artt. 12 e 13 LR 16/2012). L'assunzione degli studi di MS e CLE all'interno dei Piani della Ricostruzione è consultabile al sito web regionale: http://territorio.regione.emilia-romagna.it/urbanistica-ed-edilizia/temi/cur/piani-della-ricostruzione-e-piani-urbanistici-attuativi-deposito.

L'esperienza dell'analisi CLE: elementi di criticità e valutazioni di prospettiva. E' opportuna qui una riflessione sull'esperienza fatta e sugli insegnamenti che da essa ne derivano. La modalità di lavoro interdisciplinare che ha visto (e a tutt'oggi vede) competenze e conoscenze facenti capo alla protezione civile, all'edilizia e urbanistica riunite allo scopo di formare prodotti efficaci, è stata sicuramente vincente.

Ad oggi il quadro della provincia di Modena è completo per il 68% in quanto 32 comuni su 47 hanno completato o hanno in corso analisi CLE. In particolare: per 9 comuni lo studio della CLE è stato eseguito dalla Regione, 9 comuni hanno condotto l'analisi della CLE a seguito dei finanziamenti di cui all'OPCM n. 4007/2012, e 14 Comuni stanno conducendo l'analisi della CLE lo studio a seguito dei finanziamenti di cui all'OCDPC n. 52/2013. Con l'annualità del finanziamento 2014 è auspicabile si possa arrivare quasi al 100% dell'intero territorio provinciale.

Il lavoro fatto ha consentito, non solo di rivedere i Piani Comunali di Protezione Civile ma anche di valutare, sulla base della pianificazione Provinciale di emergenza, il sistema degli elementi della CLE a livello sovracomunale/provinciale riconsiderando alcune aree ed infrastrutture viarie strategiche all'interno del sistema di emergenza di area vasta. L'analisi infatti ha evidenziato come talune scelte dei Piani Comunali di Protezione Civile non fossero pienamente idonei ad ospitare funzioni strategiche in relazione ad una emergenza sismica, stante la differente ottica in cui essi erano stati ovviamente formati; tale aspetto si è evidenziato, in particolare, nei comuni del cratere a seguito dell'evento nel maggio 2012.

Attualmente l'analisi della CLE, secondo lo standard nazionale, è focalizzata a considerare solamente gli elementi strategici all'interno di ogni singolo territorio comunale, quindi solo a livello locale è possibile fare una valutazione dell'efficienza/efficacia del sistema di emergenza.

Risulta quindi evidente che una lettura di area vasta della CLE deve essere considerata di importanza strategica per la funzionalità dell'intero sistema provinciale/regionale/nazionale di emergenza.

Sulla base del concetto di co-pianificazione che da sempre contraddistingue il "Sistema Modena" e dall'esperienza maturata durante il sisma del 2012, che ha visto il Centro Unificato di Protezione Civile della Provincia di Modena affermarsi quale elemento strategico per il coordinamento di tutte le attività legate all'emergenza in ambito provinciale, si è provato a rivedere gli elementi inseriti nell' analisi del sistema comunale con una scala di ambito provinciale armonizzando le informazioni e i dati in una visione di insieme che tenga conto delle peculiarità e delle esigenze del territorio e della loro caratterizzazione rispetto non solo al rischio sismico ma anche alle altre tipologie di rischio presenti (Idrogeologico, Idraulico, etc).

Tali aspetti hanno anche lo scopo di e mettere a sistema gli elementi caratteristici dell' analisi, fornendo un valore aggiunto al contenuto e all' operatività dei piani provinciali di Protezione Civile e si caratterizzi inoltre come nuovo strumento operativo di gestione dell'emergenza.

Nel caso specifico considerando le analisi CLE sino ad oggi realizzate che, in taluni casi sono state sviluppate ad "area vasta" è stato possibile meglio verificare la coerenza tra le connessioni infrastrutturali e la loro funzionalità: ad esempio i 9 comuni facenti parte del "cratere"; i 5 dei comuni facenti parte l'Unione Terre di Castelli che hanno in corso il rinnovo della pianificazione urbanistica, i 2 comuni appenninici che hanno operato in forma unitaria e di concerto con la Provincia di Modena, ecc. Ma ciò non è stato sempre possibile essendo ancora l'analisi CLE, per quanto "conclusa" sul confine amministrativo comunale, impropriamente autoreferente, quantomeno rispetto alla viabilità.

In particolare, ma non solo, l'area appenninica si è rivelata, e si sta rivelando particolarmente critica sia dal punto di vista oggettivo e soggettivo. Dal punto di vista oggettivo due sono gli elementi in cui emergono criticità: viabilità e individuazione di adeguate strutture per l'emergenza.

Nei territori montani lo sviluppo e le caratteristiche della viabilità, anche rispetto ai caratteri insediativi diffusi del territorio, consente una ridotta accessibilità e/o ridondanza di percorsi rispetto alla pianura nei confronti del necessario collegamento da e per le funzioni strategiche nel loro complesso. Inoltre, anche le opere d'arte (ponti, viadotti) che connotano significativamente la viabilità appenninica, non rientrano oggi in una analitica valutazione della rete di connessione dell'analisi CLE. Pur considerando che le opere d'arte presenti nella

viabilità di pianura hanno dato prova di buona risposta all'evento sismico del maggio 2012, va considerato che le variabili dei manufatti quali epoca, caratteriste costruttive e strutture geologiche di riferimento, sono differenti e tali aspetti rilevano grandemente. In un contesto di accessibilità di "rete" funzionale ed efficiente per la gestione di un'emergenza sismica, anche tali elementi andrebbero sicuramente valutati.

Si rende quindi necessario, in prospettiva, meglio integrare le informazioni inerenti le infrastrutture di accessibilità in un ottica di larga scala per farle diventare davvero funzionali al "sistema CLE". In un'ottica che necessariamente deve assumere i connotati funzionali d'area vasta, è fondamentale individuare le caratteristiche di accessibilità caratterizzandole come particolarmente strategiche ed utili in ambito provinciale e non solo per quello comunale.

Successivamente si è provveduto, oltre ad integrare le informazioni relative ad infrastrutture particolarmente importanti per le funzioni strategiche, a considerare la loro accessibilità e la connessione sia con il contesto territoriale sia con l'ambito provinciale/regionale/nazionale come ad esempio le reti autostradali e le ferroviarie.

La seconda condizione di oggettiva criticità riguarda il patrimonio edilizio esistente, la sua epoca e distribuzione territoriale. Rispetto alle funzioni strategiche, l'individuazione nell'ambito tra un più ridotto patrimonio pubblico di edifici/aree funzionali alla gestione dell'emergenza, aventi adeguate caratteristiche di resistenza strutturale in caso di evento sismico severo, rende la scelta sicuramente più ardua, quantomeno rispetto all'ampia esperienza fatta nei territori di pianura. Inoltre, spesso, tali funzioni strategiche che fanno riferimento a singole unità strutturali, sono allocate in aggregati strutturali complessi.

Questi aspetti di criticità sono solo in parte attenuati (ma non sempre) dalla limitata classe demografica di molti comuni montani, mentre la dispersione territoriale degli insediamenti, nonché il loro sistematico attestarsi sulle principali viabilità di penetrazione territoriale, in particolar modo di quelli meno recenti, costituisce un serio problema rispetto alla interferenza sulla viabilità di accesso, prima ancora che di connessione.

La condizione critica soggettiva è invece data dalla esilità delle strutture pubbliche presenti nel territorio appenninico e dalla necessità quindi di un più attento e articolato "affiancamento" esterno in queste attività, ossia da parte di enti d'aera vasta con maggior esperienza e risorse umane e strumentali sperimentate. Ad oggi la "copertura" delle analisi CLE comunali sul territorio provinciale, è incompleta: ne mancano ancora 14 su 47, così come mancano ancora alcuni studi di MS per completare il territorio provinciale. Si renderebbe in prospettiva necessario ancora una volta uno sforzo di coordinamento e di supporto ai comuni per raggiungere questi obiettivi.

In questo momento tuttavia di transizione sono sempre più marcate le difficoltà degli Enti locali depauperati progressivamente di risorse finanziarie e soprattutto umane, la possibilità reali e le prospettive sono sempre più incerte. Quest'ultima considerazione riconduce il discorso verso la valutazione di come, in momento di difficoltà generale e di acclarata transizione delle istituzioni, si debba valutare con severa attenzione il ridisegno di perimetri amministrativi e gestionali del territorio, tendendo a dare efficacia agli organismi, a valorizzare e consolidare la collaborazione tecnico-amministrativa, salvaguardando e mettendo in valore l'efficienza indubbiamente raggiunta in questa regione che ha, nei passati ventenni, trasferito funzioni e competenze a livello di ente intermedio o di area vasta.

Ringraziamenti. Si ringrazia la dirigenza dell'Area Territorio e Ambiente ed in particolare Rita Nicolini del Servizio Sicurezza del territorio e cave della Provincia di Modena per la costante disponibilità ed assistenza del proprio personale allo svolgimento di queste analisi.

Bibliografia

L.Martelli, M.Romani; 2013: Microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della pianura emiliana di maggio giugno 2012. Relazione Illustrativa, (ordinanza del commissario delegato – presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012),

A.Manicardi, M.Romani; 2009: La prevenzione del rischio sismico negli strumenti di pianificazione territoriale e urbanistica, Atti 28° GNSTS, Trieste.

M.Romani e gruppo di lavoro "MS+CLE Emilia 2012", 2013: Microzonazione sismica dell'area epicentrale dei terremoti emiliani di maggio-giugno 2012 8ord. 70/2012), Atti 32° GNSTS, Trieste.

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.

FROM THE SEISMIC MICROZONATION TO THE RECONSTRUCTION PROJECT: THE CASE OF SANT'AGOSTINO MUNICIPALITY, ITALY

A. Mantovani[1], L. Martelli[2], E. Melloni[3], M. Romani[2], R. Caputo[1,4]

[1] Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara, Italy

[2] Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Bologna, Italy

[3] Sportello Unico per l'Edilizia, Comune di Sant'Agostino (FE), Italy

[4] Research and Teaching Centre for Earthquake Geology, Tyrnavos, Greece

Introduction. On May 2012, a damaging seismic sequence affected a wide area of the eastern sector of the Emilia-Romagna region, between the boundaries of the Modena, Ferrara and Bologna Provinces. The sequence has been characterized by two main shocks, with M_L ranging from 5.9 and 5.8, respectively (Fig. 1). The first occurred on May 20 at 02:03 UTC, with epicenter between Finale Emilia and San Felice sul Panaro (44°51'50"N, 11°14'31"E, h = 6.3 km), while the second occurred on May 29 at 07:00 UTC, 15 km south-west of the first shock, near Mirandola (Massa *et al*., 2012). The causative faults of the two main shocks are segments of the Ferrara Arc thrust system, which is one of the three major arcs of blind, mainly north-vergent thrusts and folds representing the frontalmost portion of the Northern Apennines (Pieri and Groppi, 1981; Bigi *et al*., 1982; Boccaletti *et al*., 2004; Bonini *et al*., 2014). These events, and in particular the first one, were responsible for a series of secondary ground deformation effects (Fig. 2), like widespread liquefaction phenomena and soil fracturing along abandoned river channels, that have affected especially the western sector of the Ferrara Province, causing severe structural damage to non-reinforced masonry and precast industrial buildings (Caputo and Papathanassiou, 2012; Galli *et al*., 2012; GdL Liquefazione RER, 2012; Emergeo Woking Group, 2013; Papathanassiou *et al*., 2012). Following the seismic sequence of May 2012, with the Ordinance 70/2012 the President of the Regione Emilia-Romagna predisposed the realization of seismic microzonation studies and analysis of the emergency limit condition for the most damaged municipalities included in the isoseismal VI (MCS) of the macroseismic field (Galli *et al*., 2012). The purpose of the seismic microzonation studies is the characterization of a territory according to the local seismic response, *i.e*. the behaviour of the subsoil during a seismic event. In particular, these studies enable the identification and the delimitation of areas characterized by homogeneous behaviour distinguishing between i) stable zones, ii) areas susceptible of amplification of the ground motion and iii) areas subject to instability, such as landslides, liquefaction, and surface fractures. The distinction between areas characterized by different seismic hazard represents a necessary information for the local administrations in order to prevent and reduce the risk, as well as a fundamental support to the local urban planning so as to lead the choices to areas with a lower hazard and/or use of building constructions with a lower vulnerability to possible local effects. Among the municipalities concerned by the above mentioned Ordinance is that of Sant'Agostino, west Ferrara Province. Parallel to and complementary with the studies carried out by the Geological Survey of the Regione Emilia-Romagna limited to the urbanized areas, also the Earthquake Geology Team of the Ferrara University carried out aseismic microzonation study in the frame of a specific

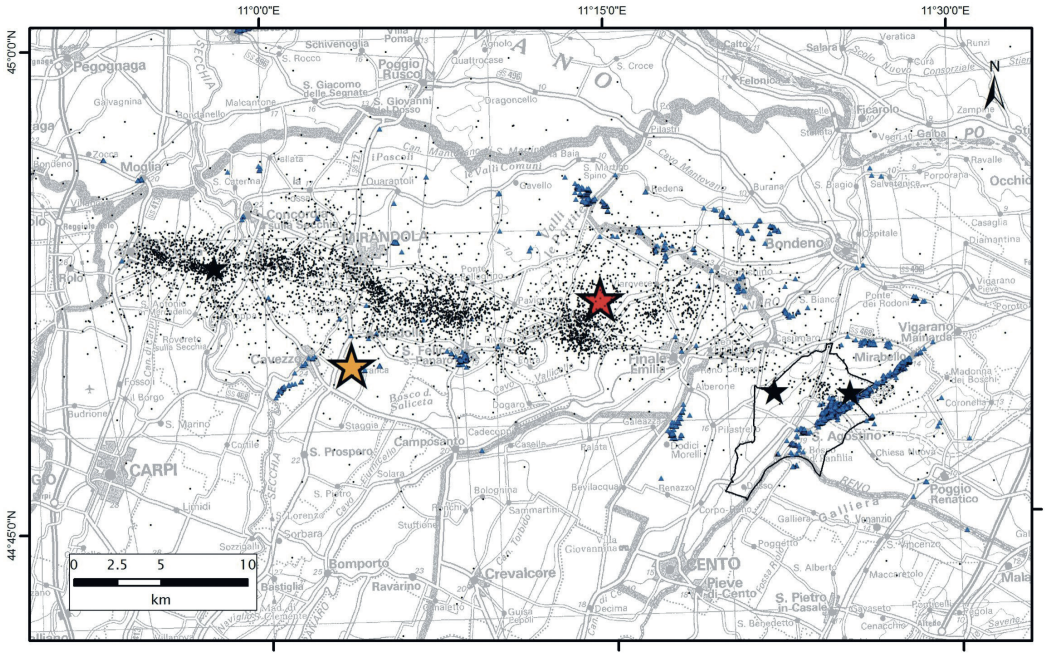


Fig. 1 – Emilia seismic sequence of the 2012. The red and orange stars are referred respectively to the main shocks of May 20 and 29. The black stars show the location of the major aftershocks (Mw ≥ 5.0), while the dots blacks show the events with Mw ≥ 1.5. The blue triangles show the observed liquefaction (Caputo and Papathanassiou, 2012; EMERGEO Working Group, 2012; WG Liquefaction RER, 2012]. Limits of the Sant'Agostino Municipality are indicated.

project financed by the local administration. Accordingly, all investigation activities have been carried out in a complementary and synergistic way in order to provide the local Administration a refined survey of the entire territory. The technical references for the realization of this study are described in the specific attachments of the Ordinance 70/2012 which derived mainly from the regional guidelines, "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica" approved with the Deliberation no. 112/2007 of the Legislative Assembly of the Regione Emilia-Romagna (DAL 112/2007), and national ones, "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" approved by the Civil Protection Department (Gruppo di lavoro MS, 2008) (Martelli and Romani, 2013).

Geological and geomorphological framework. The municipal area of Sant'Agostino is characterized by a largely flat morphology, with variable altitudes ranging from 8 m to 16 m a.s.l. The only relief is represented by the levees of an abandoned reach of the Reno River aligned in a NE-SW direction, and from that of the active Reno River delimiting the southern sector of the administrative boundary. The abandoned branch of the Reno River was active from the Middle Ages until the XVIII century (Cibin and Segadelli, 2009). In particular, following the disastrous flooding events of the 1451 and 1457 (Frizzi, 1848), the Reno River was artificially channeled running between Cento and Pieve and it soon started to rapidly prograding several kilometers in just few years. Therefore, the course was more or less artificially extended towards Sant'Agostino and Vigarano Mainarda, where it was left to freely flood the area southwest of Ferrara in order to infill this natural depression. This hydrographic setting persisted for about 300 years and geographical stability allowed the establishment of new settlements like San Carlo and Mirabello. Until the late XVIII century the Reno River was unable to reach the Adriatic Sea and also to directly flow into the Po River, so wide inland marshes and lakes were formed. The depositional evolution of the territory was marked by the ineffective construction

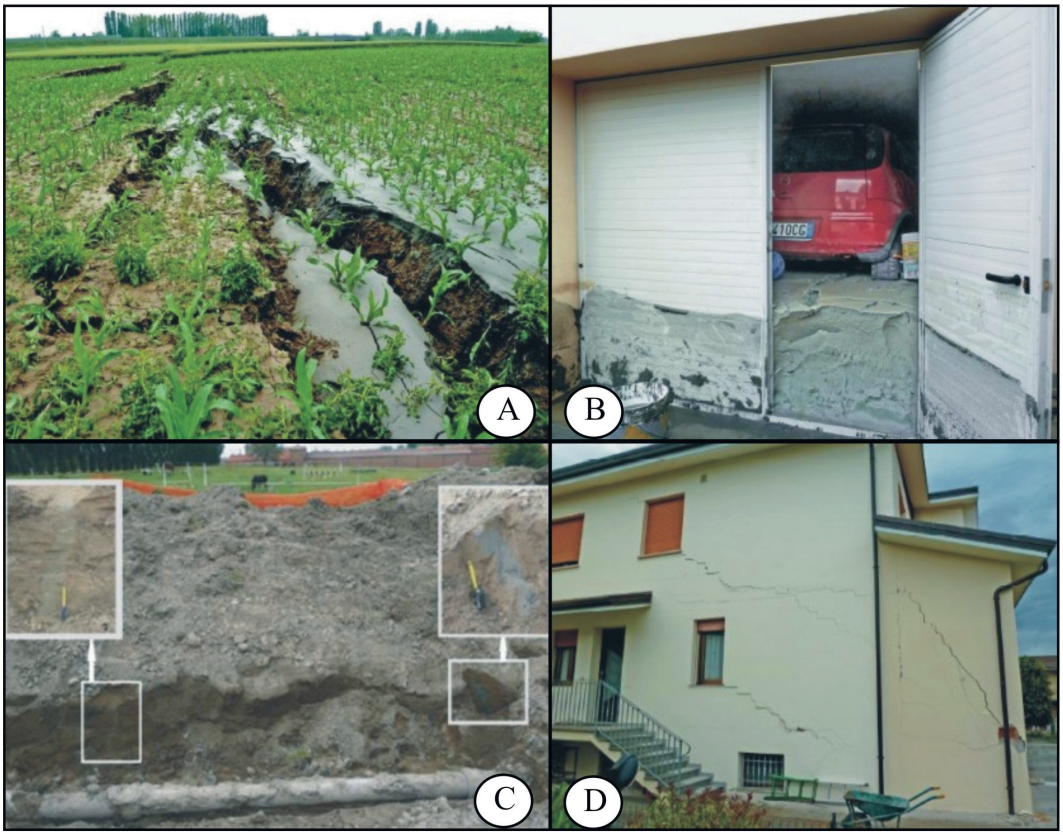


Fig. 2 – Examples of secondary effects due to liquefaction phenomena occurred in occasion of the May 20, 2012 earthquake. a) fractures with gravitational movements and ejection of sand; b) eruption of sand from a floor inside a garage built in correspondence of an old water well; c) broken pipes; d) differential settlement of foundations and consequent damage to the building.

of many embankment works and land reclamation, in order to impede further disastrous flooding events near Sant'Agostino (Franceschini, 1983), which led to the almost straight trend of the paleo Reno. Despite all the efforts, at the end of the XVIII century the river was definitely diverted southeastwards, in a preexisting channel of the Po River (Po Primaro) (Cremonini, 1988). The old course was thus gradually dried up, while still maintaining its morphological evidence, only locally obliterated by human activities. Therefore, the morphologically elevated areas corresponding to the levee bodies mostly accumulated during the Middle Ages (Caputo *et al*., 2012).

Since the beginning, these areas have shown obvious advantages in terms of urbanization and simultaneous development of the road network. Indeed, these sand bodies are characterized by excellent geotechnical properties (in static conditions) for the construction of buildings and are raised with respect to the surrounding flat countryside, thus avoiding flooding due to overflowing of the rivers or heavy rainfalls. On the other hand, as was evident in concomitance with the earthquake of May 20, saturated sand bodies are prone to liquefaction. Moreover, since the crests of the paleo levees are up to 5 m higher than the surrounding interfluvial areas, high topographic gradients exist and, in case of widespread liquefaction, this setting may play a key role in the lateral spreading phenomena.

Data collection and analysis. The first phase of this work consisted in the collection, georeferencing and archiving of all the geognostic and geophysical data that can provide

information (stratigraphic, lithological, geomechanical, hydrogeological) on the shallow subsoil, say up to some tens of meters depth. Starting from the preexisting information stored in the database managed by the Regione Emilia-Romagna, it was subsequently conducted a systematic research in the archives of several professional geologists which worked in the broader area. The most important added value of this effort was the reconstruction and the upgrade of the geotechnical and geophysical archive of the municipality, that had been almost completely destroyed due to the collapse of the Sant'Agostino town hall. Thanks to the new data collection, more than three hundred new survey sites and associated metadata have been added, thus enabling also the Regione Emilia-Romagna to upgrade its database. At present are available about 700 sites (including penetration tests, water wells and geophysical surveys), that is more than twice existing before this investigation.

The second phase of the work consisted in the digitalization of the available penetration tests, more than four hundred, in order to exploit their numerical content for microzonation purposes, *i.e*. for the analysis of the liquefaction hazard. Liquefaction occurs due to the shaking generated by moderate to strong earthquakes (M > 5.5), especially in floodplain and coastal areas that are often characterized by loose granular sediments and shallow aquifer. In the first 20 m depth, as a result of seismic stresses, the resistance of a saturated granular sediment (sandy silts, sands and sandy gravels) reduces to a critical level for which the sediments liquefy. During this process, the pore pressure increases and the water rises through preexisting and new fractures or by man-made structures such as water wells, pipelines and foundations. Liquefaction phenomena is the result of the combined effect of the triggering factors (characteristics of the earthquake in terms of magnitude and local acceleration) and the predisposing ones (subsoil conditions and geomorphological framework): in the case of the Sant'Agostino territory, liquefaction has been one of major causes of damage of buildings and facilities (ie. underground utilities) due to the concomitance of these factors.

As a third step of the working flow, all available data have been analyzed in order to recognize and define the possible areas subject to liquefaction hazard. All the penetration tests have been preliminarly analyzed from a semi-quantitative point of view for detecting the presence of liquefiable horizons; in particular, the surveys have been classified on the basis of the thickness and depth of the liquefiable layer(s). Subsequently, we performed a quantitative assessment of the liquefaction hazard by calculating the Liquefaction Potential Index, LPI (Iwasaki *et al*., 1978). This index is a synthetic parameter that quantifies the possible effects of liquefaction at a given site, taking into account a) the severity of the seismic event, in terms of magnitude and acceleration b) the depth, the thickness and the safety factor that characterizes the liquefiable layers. In the scientific literature several methods have been described for the estimation of the liquefaction hazard based on penetration tests, but based on a comparative analysis of different methods (Facciorusso *et al*., 2013) that proposed by Idriss and Boulanger (2008) provides LPI values consistent with the observed effects. In order to calculate this index, we used the CLiq software (1.7.5.27). The input parameters for the calculation are a) the magnitude M_{Wmax}, deduced from the seismogenic zonation ZS9 (Meletti and Valensise, 2004), equal to 6.14 for the Municipality of Sant'Agostino, b) the acceleration ag_{max_s} ($PGA*FA_{PGA}$), computed by the Regione Emilia-Romagna following the regional guidelines (DAL 112/2007) c) the water's depth, conventionally assumed equal to 1 m for interfluvial areas and 3 m in correspondence of the palaeo levees. The calculation has been performed for both electrical penetration tests and mechanical ones, despite the high degree of uncertainty in the measurement of the lateral friction characteristic of the latter type of investigation. This parameter is measured considering that there is a gap in the depth to which the tip resistance is measured compared to that of the lateral friction. Consequently, it is necessary to consider this altitude gap for both the evaluation of the friction that for the uncertainty degree due to the fact this value could be measured in different stratigraphic levels. Moreover, in the case of the Begemann tip, due to the junction at the bottom end of the sleeve, the friction is partly affected by a resistance provided by the material flowed

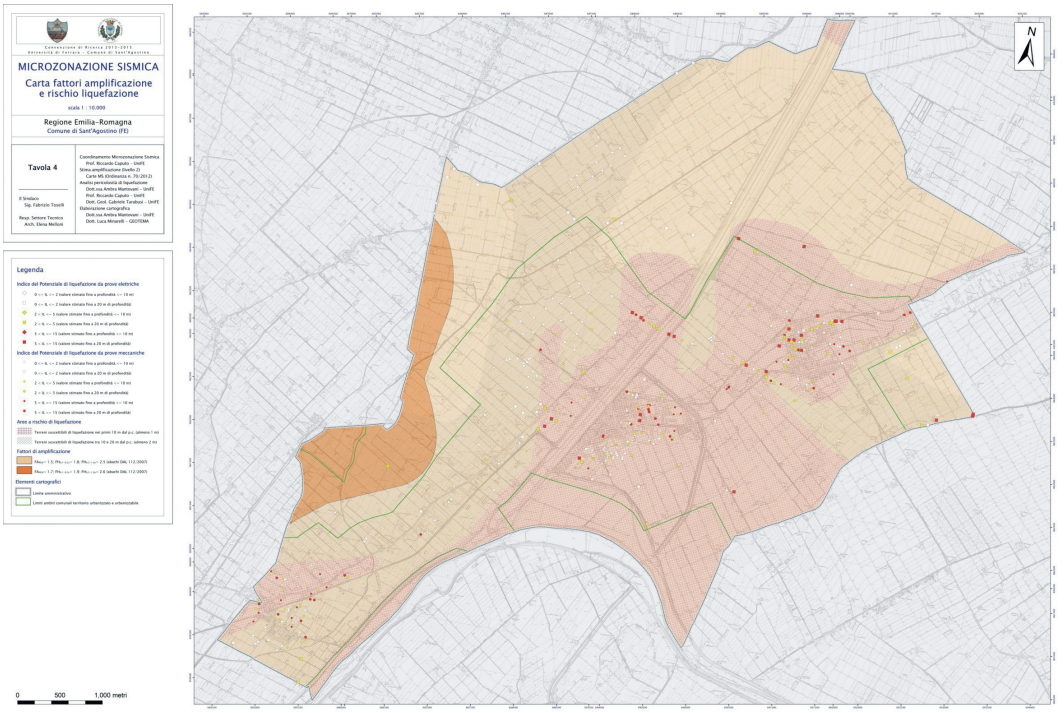


Fig. 3 – Map of the amplification factors and the liquefaction hazard of the Sant'Agostino Municipality, realized in the frame of the seismic microzonation study. In the background, the pink and orange colors refer to the value of the amplification factor. The red and gray cross-hatch symbologies delimit respectively the areas characterized by the presence of liquefiable horizons in the first 10 to 20 m. The colored squares and dots refer to the value of the Liquefaction Potential Index calculated respectively by electrical and mechanical penetration tests; in particular, the white color means low liquefaction hazard, while red one an elevated hazard.

back from the passage of the tip. For this reason, the lateral friction measured with the mechanical tip is always greater than that measured with the electric tip. This condition has negligible influence in the case of cohesive soils, while for sandy ones values up to 2 times higher than those measured with other tips or electric ones can be found (Lo Presti *et al*., 2009).

In order to better address the reconstruction following the May 2012 seismic sequence, and to favour a correct urban planning by the local administrations, microzonation studies are of utmost importance. Indeed the production of a series of maps able to identify the criticalities of the area in case of future seismic crisis represents a crucial step in this regard. On October 15, 2013, the Geological Survey of the Regione Emilia-Romagna had already provided a preliminary series of maps, through limited to the urbanized and potentially urbanized areas. Additionally, in the frame of a dedicated research project financed by the Municipality of Sant'Agostino, the Department of Physics and Earth Sciences of the University of Ferrara, has carried out an independent seismic microzonation study of the whole territory. However, it is noteworthy that the finally produced maps represent an agreed and shared product of interest for the local administration. In the maps are defined and highlighted the areas subject to possible instability phenomena, such as liquefaction and amplification of the seismic motion. The interest has been clearly manifested by the Municipality of Sant'Agostino by assuming the results of the microzonation study as a formal administrative document ("Quadro Conoscitivo"). Moreover, based on the produced maps, the Administration will further formally acknowledge the results of the study deliberating, in agreement with the designers responsible for the reconstruction project, new specific regulations for future planning and building within its territory.

As shown in Fig. 3, the villages of the Sant'Agostino Municipality are subjected to possible liquefaction phenomena and amplification of the seismic motion. Most of these urbanized area are characterized by the presence of liquefiable layers in the first 10 m below the ground surface and by Liquefaction Potential Index values greater than 2 and up to a maximum of 13, which therefore reflect a moderate to high hazard. In this situation, the new regulations will suggest, prior to any urban and building transformation, the analysis of the liquefaction susceptibility for better addressing the proper application of the Technical Standards for Constructions (NTC, 2008). For strategic and public interest constructions, mitigation interventions of the liquefaction hazard will be advised (for example, the consolidation of the soil foundation). This important application of the seismic microzonation study is the result of the close collaboration between the University of Ferrara Working Group, the Geological Survey of the Regione Emilia-Romagna and the Administration of the Sant'Agostino Municipality.

Acknowledgements. We warmly thank the Administration of the Sant'Agostino Municipality for the farsightedness shown in deciding to adopt an important study such as the seismic microzonation prior to the Ordinance 70/2012. We are grateful to Ioannides J. (GeoLogismiki Geotechnical Software) for providing the Academic license of the CLiq software. We thank the Tecnicoop designers for their willingness and for their contribution in the drafting of the regulation for the seismic risk reduction. We are also thankful to the several professional geologists that have made available their archives.

References

Bigi G., Bonardini G., Catalano R., Cosentino D., Lentini F., Parlotto M. Sartori R., Scandone P. and Turco E. (1992): *Structural model of Italy, 1:500,000*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.

Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Tanini C. and Vannucci G. (2004): *Seismotectonic Map of the Emilia-Romagna Region, 1:250000*. Regione Emilia-Romagna – CNR.

Bonini L., Toscani G. and Seno S. (2014): *Three- dimensional segmentation and different rupture behavior during the 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy)*. Tectonophys., **630**, 33-42, doi: 10.1016/j.tecto.2014.05.006.

Bottoni A. (1873): *Appunti storici sulle rotte del basso Po dai tempi romani a tutto il 1839*. Tip. Sociale, Ferrara.

Caputo R. and Papathanasiou G. (2012): *Ground failure and liquefaction phenomena triggered by the 20 May, 2012 Emilia-Romagna (Northern Italy) earthquake: case study of Sant'Agostino - San Carlo - Mirabello zone*. Nat. Haz. Earth System Sciences, **12**(11), 3177-3180, doi:10.5194/nhess-12-3177-2012.

Caputo R., Iordanidou K., Minarelli L., Papathanassiou G., Poli M.E., Rapti-Caputo D., Sboras S., Stefani M. and Zanferrari A. (2012): Geological evidence of pre-2012 seismic events, Emilia-Romagna, Italy. *Ann. Geophysics*, **55**(4), 743-749, doi: 10.4401/ag-6148.

Cibin U. and Segadelli S. (2009): „*Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1/50.000, Foglio 203 Poggio Renatico*", ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, 104 pp.

Cremonini S. (1988): *Specificità dell'Alto Ferrarese nella problematica evolutiva dell'antica idrografia padana inferiore*, In: Bondeno ed il suo Territorio dalle Origini al Rinascimento, Grafis Ed., Bologna, 17-24.

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 02/05/2007, Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna n. 64 del 17/05/2007

Emergeo Working Group (2013): *Liquefaction phenomena associated with the Emilia earthquake sequence of May–June 2012 (Northern Italy)*. Nat. Haz. Earth Syst. Sci., 13, 935-947.

Facciorusso J., Madiai C. and Vannucchi G. (2013): *Confronto tra metodi semplificati di stima del rischio di liquefazione da prove CPT e CPTU*. Rapporto 31 marzo 2013. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto.

Franceschini A. (1983): *Una storia di acque*. In Vigarano, Storia/Attualità. Ferrara.

Frizzi A. (1848): *Memorie per la storia di Ferrara*.

Galli P., Castenetto S. and Peronace E. (2012): *May 2012 Emilia earthquakes (Mw 6, Norterhn Italy): macroseismic effects distribution and seismotectonic implications*. Alpine and Mediterranean Quaternary, **25**(2), 105-123.

Gruppo di Lavoro Liquefazione (2012): http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro.

Gruppo di lavoro MS (2008): *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e CD-rom. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137.

Housner G.W. (1952): *Spectrum intensity of strong motion earthquakes*. Proceedings of the Symposium on Earthquakes and Blast Effects on Structures, Earthquake Engineering Research Institute, California: 20–36.

Idriss I. M. and Boulanger R. W. (2008): *Soil liquefaction during earthquake*, Earthquake Engineering Research Institue, EERI Publication MNO-12;

Iwasaki T., Tatsuoka F., Tokida K. and Yasuda S. (1978): *A pratical method for assessing soil liquefaction potential based on case studies at various sites in Japan*, 3rd International conference on microzonation, San Francisco, pp. 885-896.

Lo Presti D., Meisina C and Squeglia N. (2009): *Applicabilità di prove penetrometriche statiche nella ricostruzione del profilo stratigrafico*, Rivista Italiana di Geotecnica, vol. 2, pp. 9-33.

Massa M., Augliera P., Carannante S., Cattaneo M., D'Alema E., Lovati S., Monachesi G., Moretti M. and Piccinini D. (Seismological projects DPC-INGV 2012-2013): *May-June 2012 Emilia seismic sequence: relocated seismicity*, Project S1, Base-knowledge improvement for assessing the seismogenic potential of Italy, Deliverable D18, Task b2, https://sites.google.com/site/ingvdpcprojects1/home.

Martelli L. and Romani M. (2013): *Microzonazione Sismica e analisi della Condizione Limite per l'Emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della pianura emiliana di maggio-giugno 2012 (Ordinanza del Commissario Delegato – Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012) - Relazione illustrativa*, http://mappegis.regione.emilia-romagna.it/gstatico/documenti/ord70_20121113/MSord70_relazione.pdf.

Meletti C. and Valensise G. (2004): *Zonazione sismogenetica ZS9* – App.2 al Rapporto Conclusivo, In: Gruppo di Lavoro MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 allegati.

NTC (2008): *Approvazione delle nuove norme tecniche per le costruzioni*. Decreto del Ministero delle infrastrutture 14 gennaio 2008. (Pubblicato nella G.U. n° 29 del 04/02/2008 - suppl. ord. n° 30)

Ordinanza n. 70 del 13/11/2012 del presidente Errani in qualità di Commissario delegato: *Approvazione programma per gli studi di microzonazione sismica*. (Registrata alla Corte dei Conti Sezione Regionale di Controllo per l'Emilia-Romagna, in data 21 novembre 2012 registro n. 1, foglio n. 381). http://www.regione.emilia-romagna.it/terremoto/gli-atti-per-la-ricostruzione/ordinanze-del-presidente-errani-in-qualita-di-commissario-delegato-2012

Papathanassiou G., Caputo R. e Rapti-Caputo D. (2012): "*Liquefaction-induced ground effects triggered by the 20th May, 2012 Emilia-Romagna (Northern Italy) earthquake*". Annals of Geophys., **55**(4), doi: 10.4401/ag-6147.

Pieri M. and Groppi G. (1981): *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto finalizzato Geodinamica, sottoprogetto Modello Strutturale, pubbl. N° 414, Roma, 13 pp.

PRELIMINARY SEISMIC VULNERABILITY ASSESSMENT OF A STEEL OIL STORAGE TANK: GEOPHYSICAL ANALYSIS AND DESIGN SPECTRA DEFINITION

G. Massolino[1], C. Barnaba[1], S. Forchiassin[2], R. Romeo[1], D. Sandron[1], M. Santulin[1], A. Tamaro[1]
[1] OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste-Udine, Italy
[2] SIOT - Società Italiana per l'Oleodotto Transalpino, Trieste, Italy

Introduction. It is well known earthquakes induce sloshing in tanks caused by long-period ground motion (Housner, 1963; Hanson, 1964; Manos and Clough, 1985). This aspect was dramatically emphasized in Japan, after the 2003 Tokachi-oki earthquake (M=8.0) occurred on 26 September, east of Hokkaido, north of Japan, when the oil storage tanks in Idmitsu Rafinery suffered severe damage (Zama, 2004). Natural period of sloshing depends on the diameter of tank and the liquid height, and it is trigged by the power of seismic ground motion. Due to the slow attenuation of the long-period ground motion, a minimum freeboard is needed to accommodate the sloshing waves and to avoid oil leaks.

In this paper, it is presented a case study of a 10000 m^3 hydrocarbon buffer storage tank, belonging to the pipeline system owned by the Società Italiana Oleodotto Transalpino (SIOT), part of the TAL group (Transalpine Pipeline), built in the 1960s in the NE Italy. This analysis is part of a study project funded by the European Social Fund, within the SHARM (Support Human Asset and Research Mobility) educational program. The study area, is close to the epicenter of the 1976 (M=6.4) Friuli earthquake and it was stuck in the past by several earthquakes of M>5.5 (Bressan *et al.*, 2003).

A seismic event can result in damages to the tank only if it is full of fluid. Since the structure is a buffer storage tank, it is almost empty most of the time, except in the case of extraordinary maintenance on the pipelines. The probability of an earthquake occurrence at the same time of rare and short maintenance operations is very low. Therefore, the scenario to be taken into consideration is the one in which the first shock causes the rupture of the pipeline, the tank is filled in order to restore the pipeline and then subject to a second quake. The first step of the study was the seismic site characterization, in order to define the soil condition for the design spectra determination. Passive seismic methods (Refraction Microtremors, Re.Mi.; Multichannel Analysis of Surface Waves, MASW) have been used to define the shear wave velocity profile.

To calculate the base shear stress, the overturning moment and the height of the sloshing wave, the simplified procedure proposed by Malhotra *et al*. (2000), integrated in Eurocode8, has been used. The method involves spectral acceleration with damping ratio of 2% and 0.5%, therefore the spectra have been calculated from a set of strong motion data, since the standard formulations were not valid for damping ratio lower than 5%. The amplification related to site effects was calculated through the 1D modeling by the software Pshake (Sanò and Pugliese, 1991), assuming as input those spectra, the stratigraphy and the Vs profile obtained from the geophysical analysis. Finally, the maximum vertical displacement of the fluid surface due to sloshing has been computed, and the safety condition verified. The moment and shear stress resistance calculation, instead, is still work in progress.

Geological characterization. The SIOT tank is located in the Friuli Venezia Giulia region, in the municipality of Paluzza (Udine, north-eastern Italy). The industrial plant is located in the flood plain of the Bût River at the average altitude of about 550 m. The River Basin Authority classifies the area as P1 class, with a moderate hydraulic hazard (Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico, http://www.adbve.it/). The area is characterized by Holocene stabilized alluvial deposits, made of coarse gravels, sands and fluvioglacial silt, surrounded by Permo-Trias carbonate rocks of the so-called Paleocarnic Chain (Venturini, 2009). The tectonic framework is complex and partially buried under Quaternary coverage. Normal faults and thrusts are evidenced in geological surface mapping, and the main one is the Comeglians-Paularo thrust (Servizio Geologico per l'Italia, Dipartimento per i Servizi Tecnici Regionali, 2002).

The knowledge of the soils and underground structure of the valley is very poor, and no stratigraphic investigations are available. An initial three-dimensional model of the valley was developed overlapping the orthophotos of the regional numerical technical map and the digital elevation model (RAFVG, 2014).The valley bedrock depth in correspondence to the industrial site is estimated at about 86 m, and this value was compared with those obtained with geophysical investigations.

Geophysical surveys. In order to better characterize the seismic properties of the shallow soils (i.e. unconsolidated sediments) at the test area, S-wave array measurements have been carried out by analyzing and inverting the dispersion curves of Rayleigh wave's fundamental mode. Seismic signals were induced by active and passive (ambient noise) sources.

A multichannel survey was performed using a 24 channel digital system SoilSpy Rosina (Micromed). Multiple weight drops were used to record redundant seismic data. The layout of the seismic profile was oriented along the longitudinal axis of the valley, in order to meet the physical conditions of 1-D medium and remove the apparent surface wave arrivals. With this test it was possible to define the "limits" of the velocity model (Fig. 1). It is achievable to read the chart from 50 Hz, with a correspondent speed of approximately 260 m/s, and therefore a 2.08 m depth. The dispersion curve starts to be not interpretable at about 10 Hz at a speed of 470 m/s. To define the profile, the dispersion curve in the fundamental mode was connected to the fitting of H/V at the site, obtaining a shear wave value for the upper 30 m of about 438 m/s, that set the site in B class, according Eurocode 8 classification.

Ambient seismic noise has been recorded all around the area where the tank is located to establish stationary site conditions. Data were acquired also on the top of the tank structure

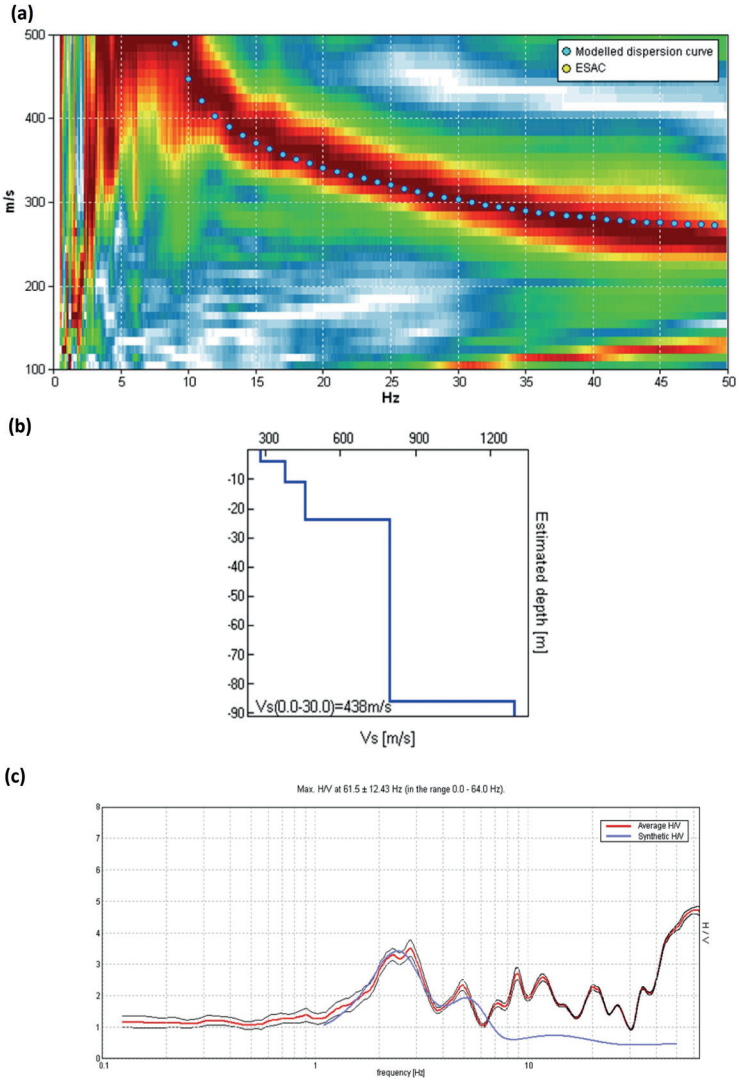


Fig. 1 – Theoretical and experimental dispersion curve (a); velocity ground model (b); HVSR fitting (c).

in order to quantify the periods of vibration. Single station tests were performed using the instrument Tromino (Micromed) and Lennartz Seismometer (with 1 Hz sensors). The results obtained with the two different instruments are basically in agreement (Fig. 2).

The H/V analysis performed show no clear peaks, that suggests the absence of impedance contrasts and therefore the gradual velocity increase with depth (Fig. 2). The amplification of about 2.5 Hz, recognizable at all sites can be interpreted as a layer of over consolidated gravel deposit (bedrock–like), which is supposed to have an S-wave velocity of about 800 m/s.

Design spectra. The simplified procedure of Malhotra *et al*. (2000) proposed in Eurocode 8 uses spectra calculated over a 2% and 0.5% damping in order to evaluate the base shear stress, the overturning moment and the sloshing wave height. However, it is not possible to define the spectra according to the legislation formula with a damping ratio lower than 5%, since the factor involved in the relations (depending on the damping ratio) is defined only above this value. Therefore, it was necessary to use accelerograms to define the elastic design spectra needed to the simplified computations.

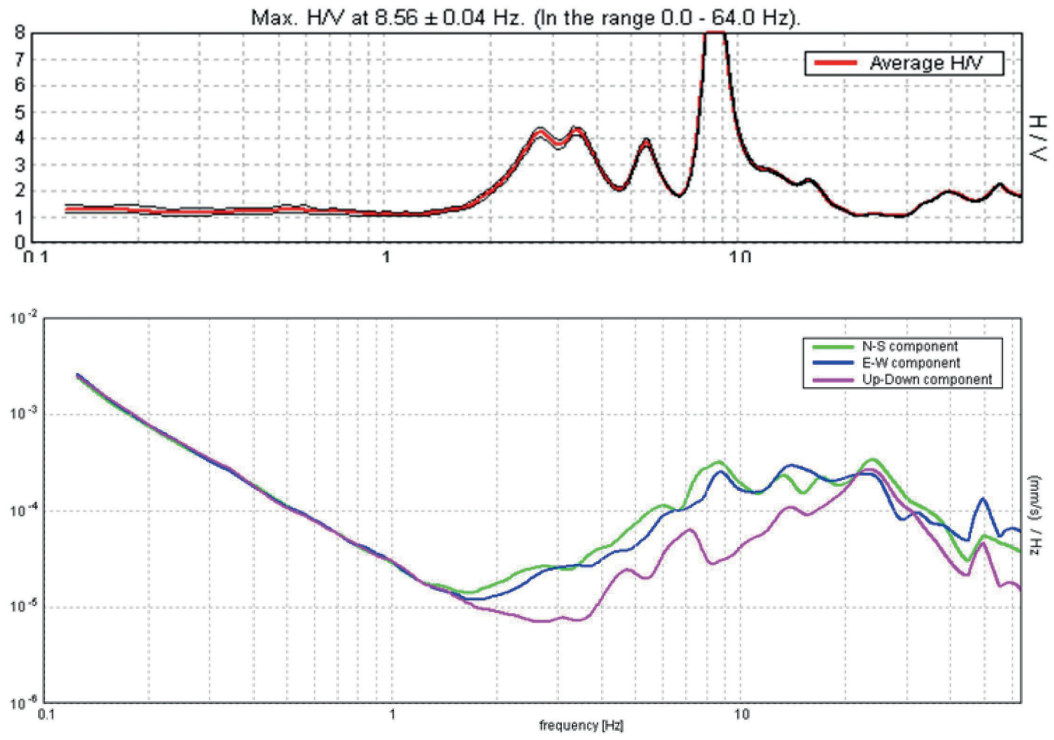


Fig. 2 – Horizontal to Vertical Spectral Ratio and 3 components velocity diagram (smoothing 10%) obtained by Tromino® instruments.

It has been decided to search for real ground motion records through Italian and European Strong-Motion Data Base [ITACA: Luzi *et al*. (2008), http://itaca.mi.ingv.it; ESMD: Ambraseys *et al*. (2002), http://www.isesd.hi.is]. The choice of the accelerograms has been taken according with the disaggregation of the PSHA results in terms of distance and magnitude (Meletti and Montaldo, 2007). Earthquakes with magnitude between 5.5 and 6 within a distance of 20 km have been seek (INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2007). Ground type A accelerograms were extracted, since the intention was to model the site effects through the software Pshake (Sanò and Pugliese, 1991). Response spectra for each selected accelerogram (Tab. 1) were compiled using the SeismoSignal software (Seismosoft, 2013c).

The average spectrum obtained must match the one calculated in accordance to the 2008 Italian technical regulations (Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici, 2008). A 50 years nominal life expectancy is assumed for the structure. The importance class is IV: "buildings

Tab. 1 - Ground motion records used in the spectra definition, according with the disaggregation of the PSHA results in terms of distance and magnitude.

Earthquake	Date	Hour	Mw	Station	Soil type	Distance (km)
L'Aquila	7th April 2009	17:47:37	5.5	AQP	A	13.2
				MI05	A*	5.3
				RM13	A*	15.59
Umbria Marche III shock	14th October 1997	15:23:09	5.6	CAG	A*	16.2
Marmanno	25th October 2012	23:05:24	5.3	VGG	A*	10.267

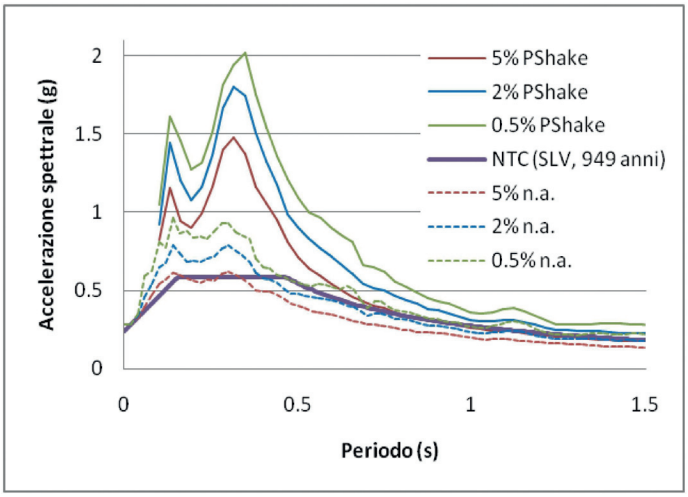


Fig. 3 – comparison between spectra obtained with accelerograms and amplified with PShake software and the non amplificated ones (n.a.), with and the spectrum obtained in accordance to the legislation (diagram cut at 1.5 s for a clear display of results and comparisons).

with important public or strategic functions, also in regard to the management of civil protection in case of calamity. Industries with activities particularly dangerous for the environment [...]". Therefore, the conventional design life of the tank, obtained by the product of the nominal life expectancy and the importance factor (2, in this case), turns out to be 100 years. This value for the design life leads to the following reference return periods for each limit state: no – collapse requirement 1950 years, life safety requirement 949 years, damage limitation requirement 101 years and operational requirement 60 years. From the velocity model based on the geophysical analysis, the Vs30 parameter is equal to 430 m/s, which suits ground type B, but the spectra have been calculated on a ground type A, as the site effects have been taken into account through the software Pshake (Sanò and Pugliese, 1991). The T1 topography category has been adopted, since the tank is located on a flat ground.

Despite several attempts it was not possible to find ground motion records compatible, nor within the Italian or European database. However, the national seismic code allows to scale the selected accelerograms in order to satisfy the target spectrum. We proceeded this way through the software SeismoMatch (Seismosoft, 2013a) developed by Abrahamson (1992) and then updated by Hancock et al. (2006). The software modifies an acceleration time history in the time domain in order to make it match with a specified spectrum using the technique proposed by Lihanand and Tseng (1987, 1988). This technique employs waves forms called wavelets, that uses the answer of elastic SDOF systems (Single Degree of Freedom) in the time domain. In the software procedure three phases can be distinguished: 1) the calculation of an elastic SDOF answer under the action of the acceleration time series, for each reference period and for each defined damping ratio; 2) the comparison between the peak of each SDOF answer with the target amplification and the calculation of the difference between the two; 3) the addition of wavelets with appropriated amplitudes to the ground motion data, suiting the phase in order that the peak of each answer corresponds to the target amplitude. A single wavelet is used to match each single SDOF answer.

The matched accelerograms were then processed again with SeismoSignal (Seismosoft, 2013c) in order to get three spectra with a damping ratio of 5%, 2% and 0.5% for each accelerogram. The average between the 5 spectra for each damping value has then been calculated and used as input for the 1D model through Pshake.

The amplification is considerable for periods between 0.15 and 0.5 s (Fig. 3).

Structural period. The calculation of the seismic response in the case of a tank is fairly complex. In fact, the structural period needs to be combined with the one of the liquid contents. It was shown that a part of the liquid moves in long-period sloshing motion, while the rest moves rigidly with the tank wall. This part of liquid, also known as the impulsive liquid, experiences the same acceleration as the ground and contributes predominantly to the base shear and overturning moment. The sloshing liquid (or convective) determines the height of the free surface waves, and hence the freeboard requirement to a safety condition. In this paragraph the convective and impulsive periods and the safety height for the Paluzza SIOT buffer tank is calculated, starting from the elastic design response spectra determined in the previous paragraph.

Periods of convective and impulsive responses (Eurocode 8: design of structures for earthquake resistance; UNI EN 1998-4: 2006 Part 4: Silos, tanks and pipelines) are calculated through Eq. (1)

$$T_{imp} = C_i \frac{\sqrt{\rho}\, H}{\sqrt{s/R}\,\sqrt{E}}$$
$$T_{con} = C_c \sqrt{R} \qquad (1)$$

where H is the design height of the fluid, R is the radius of the tank, s is the equivalent uniform thickness of the wall of the tank, ϱ the density of the liquid mass and E the modulus of elasticity of the material. The coefficients Ci and Cc are obtained from an exact model of the tank-liquid system and included into Appendix 1 in Eurocode 8.4. Ci is a non dimensional coefficient, while Cc is expressed in $s/m^{1/2}$. Replacing the value of R (in meters) in the equation, therefore, the correct value of the convective period is obtained. For tanks with non-uniform wall thickness, s can be calculated by taking a weighted average on the wet height of the tank wall, assigning the highest thickness weight near the base of the tank where the maximum deformation occurs. The impulsive and convective mass m_i and m_c, which are necessary to calculate the shear stress and the overturning moment, are given again in appendix A of Eurocode 8 part 4, expressed as fractions of the total liquid mass m.

Seismic response on theoretical formulations. The oil tank in Paluzza is a vertical cylindrical steel structure, with a capacity of approximately 10000 m^3. The radius of the tank is 13.72 m (diameter 90 feet), the height 17.07 m (corresponding to 56 feet). The structure has both a fixed coverage and a floating steel roof.

The theoretical calculation of impulsive and convective periods and maximum vertical displacement of the fluid in the tank is performed according to the formulations provided by Eurocode 8 part 4.

The computation of the period has been carried out considering the worst scenario: upstream pipeline collapse condition and spill of all the fluid in the storage tank until its maximum fill. The height of the tank is 17.07 m, however the maximum filling level is about 16 meters, considering the presence of the floating roof. It is assumed, as fluid density, the minimum and maximum density of the fluids normally transiting in the system, 780 and 900 kg/m^3 respectively. The check is then completed adopting the period value to which corresponds the higher spectral acceleration, for security reasons. Convective periods, on the other hand, being only dependant on the radius, does not change.

Tabs. 2 and 3 summarize the computation for the tank in Paluzza with the expected height of sloshing at about 0.07 m. Actually, considering the spectrum calculated with the EC8 formulation, but with the damping at 5%, since it's not possible to calculate it for a value lower than that, the maximum wave height would be 20 cm. In both cases, if the maximum fluid height is set to 16 m, the security conditions are respected.

Single Station top – bottom surveys. One of the most delicate issues about the Malhotra simplified approach is the estimation of the convective and impulsive periods. Thus, the results

Tab. 2 - Convective and impulsive periods calculated with EC8 part 4 formulations and comparison with the experimental data.

	T_{imp} [s]	T_{conv} [s]	f_{imp} [Hz]	f_{conv} [Hz]	Exp.f_{imp} [Hz]	Exp.f_{conv} [Hz]
Water tank (full)	0.20	4.9	4.97	0.20	4	<0.3
Oil tank (full)	0.24-0.26	5.59	3.85-4.14	0.18	/	/
[Oil tank (empty)]	≈0.05	≈8.47	≈19	≈0.12	≈10	<0.3

Tab. 3 - Theoretical parameters used in the computation of shear stress, overturning moment and maximum sloshing height at the Paluzza storage tank.

	R(m)	H(m)	C_i	C_c(s/m$^{1/2}$)	T_{imp}(s)	T_{conv}(s)	F_{imp}(Hz)	F_{conv}(Hz)	D(m)
Oil tank (full)	13.72	16.00	6.35	1.51	0.26	5.59	3.8	0.18	0.07
Water tank (full)	10.668	14.325	6.3	1.5	0.20	4.9	4.97	0.20	0.06
[Oil tank (empty)]	13.72	2.58	≈10.14	≈2.28	0.05	8.47	19.63	0.12	/

obtained by using theoretical relations provided by the regulations have been compared with the results of the single station top – bottom tests carried out on the structure.

It was not possible to perform the test while the tank was full, since it is a buffer tank, while the coefficients used in the Malhotra approach are valid for H/R value higher than 0.3. In the Paluzza tank, instead, the actual H/R value is 0.18. As a side note, speculating over the possibility of extending the relations until 0.19, the results of the comparison between theoretical and experimental periods would be quite promising.

However, to be more accurate, it has been decided to perform the same test on a fire protection water tank located in Trieste, since that one was full at the moment. In the test performed, the diagram representing the ratio between horizontal components acquired at the top and at the bottom of the structure shows a peak at about 4 Hz. This is very close to the impulsive frequency calculated with the EC formulations (4.97 Hz). Additionally, the experimental data show the beginning of a peak below 0.3 Hz: it wasn't possible to investigate below this frequency, due to instrumental limitations, however that peak likely represent the convective one calculated with the formulations, which is equal to 0.2 Hz.

The consistency of the data in this test suggests that the period estimated according to Eurocode reports provides acceptable results in this situation.

Conclusions. Both single station and multichannel surveys have been carried out to define a stratigraphic model. This representation has then been used to estimate the spectra amplification due to site effects. The spectra with different values of damping ratio (2% and 0.5%) have been calculated through the use of strong motion data. In order to obtain the base stress and the overturning moment values through the Malhotra simplified approach suggested by EC8 part 4, the convective and impulsive periods have been considered. Single station top – bottom tests have been performed on the structure in order to validate the theoretical formulations.

In conclusion, the shear stress, the overturning moment (above and below the base plate) and the sloshing wave height calculated are, respectively:

$Q = 6.15 \cdot 10^7$ N

$M_{above} = 4.21 \cdot 10^7$ Nm

$M_{below} = 6.1 \cdot 10^7$ Nm

d= 7 – 20 cm

In order to better validate through experimental evidences the relations used in the codes, further tests, both in Paluzza and Trieste sites, will be performed.

Acknowledgments. The authors acknowledge the ESF and the AREA Science Park for the funding and the TAL Group for the willingness to access data and industrial structures. A special thank to Silvia Castellaro, for the help in learning to use Micromed instruments.

References

Abrahamson, N. A.; 1992: *Non- stationary spectral matching*. In: Seismol. Res. Lett. 63, 30.

Ambraseys N., Smit P., Signjornsson R., Suhadolc P. and Margaris, B.; 2002: *Internet-Site for European Strong-Motion Data, European Commission*. Research-Directorate General, Environment and Climate Program.

Autorità di Bacino; 2014: *Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico dei bacini dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta-Bacchiglione*. <http://www.adbve.it/>.

Bressan G., Bragato P.L. and Venturini C.; 2003: *Stress and strain tensors based on focal mechanism in the seismotectonicframefork of the Friuli-Venezia Giulia region (northeastern Italy)*. In: Bull. Seismol. Soc. Am., 93,no3, 1280-1297.

Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici; 2008: *Approvazione delle Nuove Norme Tecniche sulle Costruzioni: Azioni sismiche - Spettri di Risposta (ver 1.0.3)*.

Consiglio Superiore Lavori Pubblici; 2008: *D.M. 14 gennaio 2008, Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni*. In: Gazzetta Ufficiale n.29, 4 febbraio 2008 .

Eurocode 8; 2006: *Design of structure for earthquake resistance; UNI EN 1998-4:2006 Part 4: Silos, tanks and pipelines*.

Hancock J., Watson - Lamprey J., Abrahamson N. A., Bommer J. J., Markatis A., McCoy E., et al.; 2006: *An improved method of matching response spectra of recorded earthquake ground motion using wavelets*. In: J. Earthquake Eng. 10, 67-89.

Hanson R. D.; 1973: *Behaviour of liquid-storage tanks, the Great Alaska Earthquake of 1964*. In: Proceedings of the National Academy of Science, Washington, vol. 7, 331-339.

Housner G. W.;1963: *The dynamic behaviour of water tanks*. Bull. Seis. Soc. M., 53/2, 381-387.

INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; 2007: *Mappe interattive di pericolosità sismica (versione 1.1). 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*.

Lilhanand K. and Tseng W. S.;1988: *Development and application of realistic earthquake time histories compatible with multiple damping design spectra*. In: Proceedings of the 9th WCEE, vol.II. Tokyo-Kyoto, Japan, pp.819-824.

Lilhanand K. and Tseng W. S.;1987: *Generation of synthetic time histories compatible with multiple damping design response spectra*. SMiRT-9. Lausanne, Switzerland, K2/10, pp. 105-110.

Luzi L., Hailemikael D., Bindi D., Pacor F., Mele F. and Sabetta F; 2008: *ITACA (ITalian ACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data*. In: Seismological Research Letters .

Malhotra P. K., Wenk T. and Wieland M.; 2000: *Simple procedure for seismic analysis of liquid-storage tanks*. Structural Engineering International, 3/2000.

Manos G.C. and Clough R.W.; 1985: *Tank damage during the May 1983 Coalinga Eaerthquake*. In: J. Earthq. Eng. And Struc. Dyn., ¼, 449-466.

Meletti C. and Montaldo V; 2007: *Stime di pericolosità sismica per diverse probabilitià di superamento in 50 anni: valori di ag*. Progetto DPC - INGV S1, Deliverable D2 . <http://esse1.mi.ingv.it7d2.html>

Pacor F., Paolucci R., Luzi L., Sabetta F., Spinelli A., Gorini A. et al.; 2011: *Overview of the Italian Strong-motion database ITACA 1.0*. In: Bull Earthquake Eng .

RAFVG; 2014: *Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Servizio Cartografico Carta Tecnica Regionale - Particella n°032054 in scala 1:5000, coordinate Gauss Boaga formato DXF*.

Sanò T. and Pugliese A.; 1991: *PSHAKE, Analisi probabilistica della propagazione delle onde sismiche*. RT/DISP/91/03, ENEA . Roma.

Seismosoft; 2013a: *SeismoMatch v2.1 - A computer program for spectrum matching of earthquake records*. <http://www.seismosoft.com>

Seismosoft; 2013c: *Seismosignal v5.1 - A computer program for signal processing of strong-motion data*. <http://www.seismosoft.com>

Servizio Geologico per l'Italia, Dipartimento per i Servizi Tecnici Regionali; 2002: *Carta Geologica delle Alpi Carniche, scala 1:25000*.

Venturini C.; 2009: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 031 Ampezzo2*. APAT-Sevizio Geologico d'Italia. LAC, Firenze, 240 pp.

Zama S.; 2004: *Seismic hazard assessment for liquid sloshing of oil storage tanks due to long-period strong ground motions in Japan*. 13thWorld Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No. 3200.

COME NORMARE LA PERICOLOSITÀ SISMICA DA SISMICITÀ INDOTTA IN ITALIA?

M. Mucciarelli[1,2], M. Santulin[1], A. Tamaro[1]
[1] OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste
[2] Scuola di Ingegneria, Università della Basilicata, Potenza

Il recente rapporto redatto dal gruppo di lavoro coordinato da ISPRA (ISPRA, 2014) sullo stato dell'arte delle conoscenze sulla sismicità indotta/innescata in Italia elenca i casi di terremoti attribuiti con maggiore o minore certezza a cause antropiche. In tutto si tratta di 15 eventi sismici, tra documentati ed ipotizzati. Per rispondere all'interesse e preoccupazione che il fenomeno della sismicità indotta genera tra gli abitanti delle aree interessate da attività antropiche potenzialmente sismogeniche (vedi il caso Cavone, ICHESE, 2014 e Astiz *et al*., 2014), è necessario passare da una semplice descrizione e catalogazione degli eventi ad una stima della reale pericolosità degli stessi. A differenza di altre aree dove recentemente il problema della sismicità indotta è balzato all'attenzione di pubblico e ricercatori, come gli USA centrali (Ellsworth, 2013) o l'Olanda settentrionale (van Eck *et al*., 2006), l'Italia è un paese fortemente sismico. La pericolosità sismica derivante da sismicità indotta da attività antropiche non è normata in Italia. Questo tipo di problemi viene maggiormente avvertito in paesi in cui la sismicità naturale (tettonica e/o vulcanica) è moderata o quasi assente e l'industrializzazione del territorio ha causato eventi che possono essere attribuiti senza dubbio alcuno alla attività dell'uomo. I paesi del Nord Europa in questo campo sono i più sensibili dato che per essi ricorrono entrambe le condizioni sopra descritte (bassa sismicità, alta antropizzazione). La presenza di una notevole sismicità naturale in Italia, da un lato complica il riconoscimento di eventi indotti all'interno di una attività comunque presente, e dall'altro porta necessariamente ad un confronto tra il moto del suolo che ci si può attendere per eventi tettonici e lo scuotimento causato da eventi antropogenetici.

Questo problema è stato posto ufficialmente per la prima volta dalla Regione Emilia-Romagna, che durante le procedure di VIA per un impianto geotermico in località Pontegradella nel comune di Ferrara ha posto ai proponenti il quesito su quale fosse la relazione tra la stima di pericolosità del sito secondo le norme vigenti ed eventi noti di sismicità indotta, in termini di accelerazioni di picco e di ordinate spettrali di accelerazione, al fine di verificare se i parametri adottati per la progettazione dell'impianto proposto fossero comprensivi di eventuali fenomeni di sismicità indotta. Il problema è complicato dal fatto che non è possibile un confronto in termini omogenei di pericolosità, dato che è difficile definire in termini probabilistici in funzione del tempo la sismicità indotta. In assenza di operazioni la probabilità di sismicità indotta è ovviamente pari a zero, cosa che non accade mai per la sismicità naturale. I tempi non sono poi confrontabili, dato che molti casi noti di sismicità indotta sono accaduti nell'immediato inizio delle operazioni, ed infine è possibile in molti casi controllare l'evoluzione della sismicità indotta prima che arrivi ad eventi potenzialmente dannosi attraverso una attenta gestione degli impianti se adeguatamente monitorati (vedi Batini *et al*., 1985 per l'esempio delle attività geotermiche in Italia).

Per rispondere al quesito della Regione Emilia Romagna si è considerato un quindi un *worst-case* confrontando i valori attesi di accelerazione [MPS04: Stucchi *et al*. (2011)] con le forme spettrali di due eventi ben noti in letteratura.

Il primo che viene preso in esame è proveniente dai Paesi Bassi, dove le attività di estrazione e re-iniezione di gas naturale hanno causato numerosi eventi sismici indotti, il più studiato dei quali è stato un evento di magnitudo 3.5 a Roswinkel che ha causato danni non strutturali ad alcune abitazioni nelle vicinanze dell'epicentro. Ulteriori informazioni si trovano dell'articolo di van Eck *et al*. (2006), che a conclusione del loro lavoro propongono una forma spettrale per il near-field di eventi indotti. Occorre a questo punto fare una precisazione per spiegare come un terremoto di modesta magnitudo abbia prodotto danni: una caratteristica tipica

della sismicità indotta è la possibilità che le scosse si verifichino molto più in prossimità della superficie rispetto a quanto accade con i terremoti tettonici. La minore profondità degli ipocentri ha come conseguenza una maggiore attenuazione allontanandosi dall'epicentro, ma anche maggiori accelerazioni e intensità macrosismiche nelle immediate vicinanze dello stesso. Un comportamento simile si ritrova in natura per i terremoti vulcanici ed è ben noto anche in Italia come sia importante utilizzare per questi terremoti delle relazioni di attenuazione e di conversione intensità-magnitudo diverse da quelle standard. Inoltre non bisogna dimenticare che in aree prive di sismicità naturale non esiste una normativa che obblighi alla costruzione di edifici sismoresistenti.

Il secondo caso è il terremoto che colpì alcune località del monte Amiata in provincia di Siena, in particolare i comuni di Abbadia San Salvatore, Radicofani e Campiglia d'Orcia il 01/04/2000. L'evento fu registrato dalla stazione accelerometrica di Piancastagnaio e la magnitudo attribuita da INGV mostra una notevole discrepanza tra la magnitudo locale (Ml=3.9) e la magnitudo momento (Mw=4.5). Questa differenza può essere attribuita alla profondità estremamente limitata dell'evento (2 km) che fa ipotizzare si tratti di un sisma legato allo sfruttamento geotermico dell'area. Ulteriori notizie sui danni strutturali causati dall'evento e sulla mappa delle accelerazioni stimate si trovano in un articolo di Mucciarelli *et al*. (2001).

Gli spettri dei due eventi sono qui confrontati con quelli previsti dalla norma per il sito di Pontegradella (Fig. 1)

Si può notare come gli spettri proposti dalla normativa olandese abbiano un contenuto prevalente ai corti periodi, e che pur partendo da una PGA di ancoraggio leggermente superiore a quella dello spettro SLV ne rimangano poi molto al di sotto per tutti i periodi. Per l'evento di Monte Amiata, nonostante una maggiore ricchezza spettrale, le accelerazioni registrate rimangono ampiamente al di sotto dello spettro SLV per tutti i periodi.

A questo punto ci si è posti il problema della estensione dello studio a tutto il territorio nazionale, confrontando le due forme spettrali con i valori attesi delle accelerazioni fornite da MPS04. Il primo confronto è stato fatto con una probabilità di eccedenza del 10% in 50

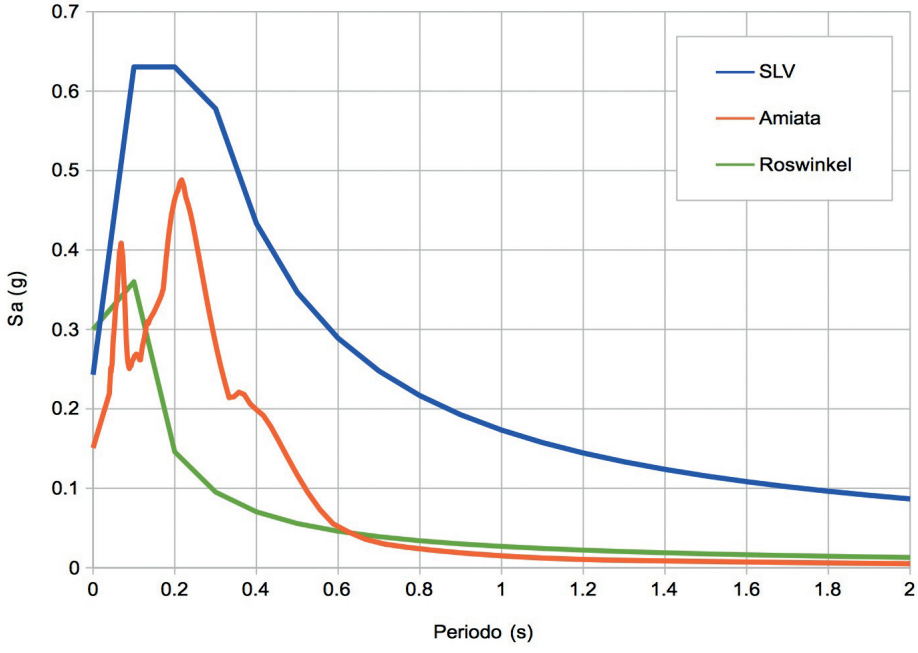


Fig. 1 – Confronto tra la normativa olandese per la sismicità indotta, il terremoto di Monte Amiata del 2000 e lo spettro SLV per il comune di Ferrara, considerando una classe di suolo C.

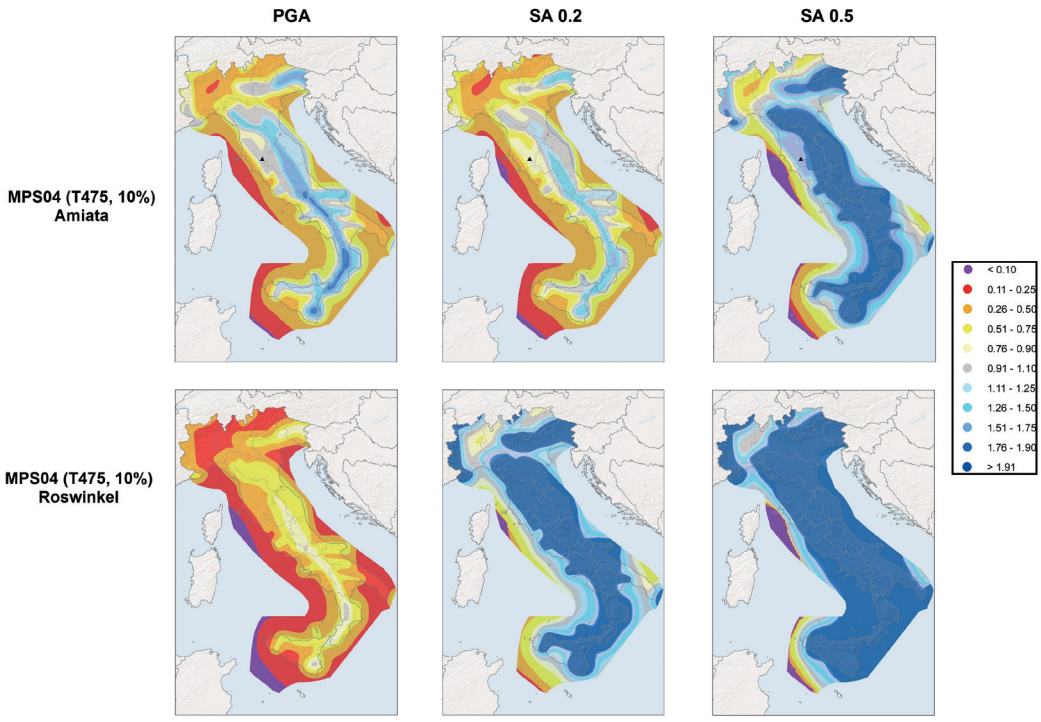


Fig. 2 – Confronto tra la normativa olandese per la sismicità indotta, il terremoto di Monte Amiata del 2000 e lo spettro con 10% di probabilità di occorrenza in 50 anni per tutto il territorio italiano.

anni, ovvero un periodo di ritorno di 475 anni, il valore standard per la maggior parte delle progettazioni. La Fig. 2 riporta il valore del rapporto tra i valori di normativa divisi per quelli da sismicità indotta.

Si noti come in termini di PGA la normativa olandese superi in buona parte i valori di norma italiani, ma già per periodi di 0.2 secondi la normativa italiana fornisce valori superiori su tutto il territorio nazionale. L'indagine non è stata estesa a periodi più lunghi di 0.5 s dato che già per questo periodo solo una limitatissima porzione del Piemonte mostra un rapporto intorno ad 1. Per l'evento dell'Amiata il caso è diverso. La massima estensione di territorio dove lo spettro del terremoto supera quello atteso dalla norma si ha per un periodo di 0.2 s, mentre è minore per la PGA e si riduce molto per 0.5 s. Per località lungo la catena Appenninica e nelle Prealpi centro-orientali la sismicità naturale è sempre prevalente. E' interessante come in Toscana, dove avvenne il terremoto del 2000, le ordinate di quest'ultimo sono sempre superiori ai valori attesi (su roccia) lungo tutto il litorale e nella fascia collinare interna.

Dato che il verificarsi di un evento simile a quello dell'Amiata 2000 porta al superamento dei valori di normativa per i valori di progetto per strutture ordinarie su una significativa porzione delle aree meno sismiche del paese, si è proceduto a considerare altri due valori di interesse, ovvero il periodo di ritorno a 975 (utilizzato per le dighe) ed a 2475 anni (utilizzato per le strutture strategiche). Il confronto è mostrato in Fig. 3.

L'area interessata dal superamento dei valori di normativa si riduce significativamente per i tempi di ritorno più lunghi.

Da questi risultati preliminari emergono alcune considerazioni.

Durante l'esame di VIA di impianti od opere potenzialmente in grado di generare sismicità indotta andrebbe ipotizzata la magnitudo massima di quest'ultima e si dovrebbero porre in atto confronti tra le forme spettrali di normativa e quelle di eventi indotti.

Uno sviluppo del presente lavoro consisterà nel confrontare gli spettri di eventi indotti con

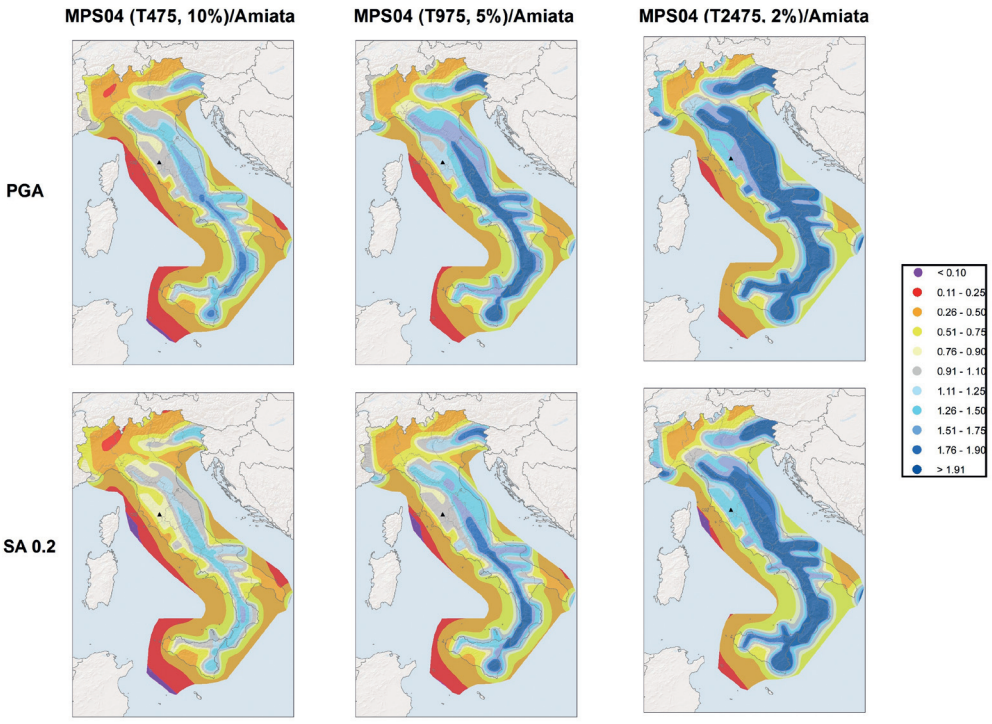


Fig. 3 – Confronto tra il terremoto di Monte Amiata del 2000 e gli spettri con 2, 5 e 10% di probabilità di occorrenza in 50 anni per tutto il territorio italiano.

la vecchia classificazione sismica, per tenere conto dei problemi di sottoprotezione che possono riguardare le aree a media sismicità non precedentemente classificate.

Infine bisogna menzionare il caso particolare della Sardegna, per la quale non ci sono valori di accelerazione per il confronto prima riportato. Mulargia e Castellaro (2004), incrociando i dati di pericolosità sismica con la distribuzione di risorse geotemiche, concludevano che "*la zona in cui lo sfruttamento geotermico con il sistema a rocce calde secche è plausibile si trova in Sardegna, nel Campidano, dove le temperature a 1000 metri di profondità sono di oltre 100 gradi e la sismicità è virtualmente nulla*". Se questo è corretto per minimizzare la possibilità di forti eventi innescati dall'attività antropica, bisogna considerare però che la geotermia stimolata ha molta più probabilità di causare sismicità indotta delle tecniche a circolazione di fluidi a bassa e media entalpia (si vedano i casi di Basilea e San Gallo in Svizzera). Un evento anche di modesta magnitudo in Sardegna potrebbe causare accelerazioni sufficienti a danneggiare edifici che non sono mai stati progettati in maniera antisismica.

Ringraziamenti. Lo studio presentato ha beneficiato del contributo finanziario della Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento della Protezione Civile; la presente pubblicazione, tuttavia, non riflette necessariamente la posizione e le politiche ufficiali del Dipartimento. Per lo studio della pericolosità sismica di Pontegradella (FE) si riconosce il contributo economico di HERA

Bibliografia

Astiz L., J. H.Dieterich, C.Frohlich, B. H. Hager, R Juanes, and J. H Shaw; 2014: *On the potential for induced seismicity at the Cavone oilfield: analysis of geological and geophysical data, and geomechanical modeling*. Report for the Laboratorio di Monitoraggio Cavone, 139 pp., http://labcavone.it/documenti/32/allegatrapporto-studiogiacimento.pdf.

Batini, F., Console, R., Luongo, G.; 1985: *Seismological study of Larderello-Travale geothermal area*. Geothermics 14: 255-272.

Ellsworth, W.L.; 2013: *Injection-induced earthquakes*. Science, 341, DOI:10.1126/science.1225942.

Gruppo di Lavoro MPS; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.

ICHESE, International Commission on Hydrocarbon Exploration and Seismicity in the Emilia-Romagna region; 2014: *Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region*. 213 p.p., http://mappegis.regione.emilia-romagna.it/gstatico/documenti/ICHESE/ICHESE_Report.pdf

ISPRA; 2014: *Rapporto sullo stato delle conoscenze riguardo alle possibili relazioni tra attività antropiche e sismicità indotta/innescata in Italia*., 71 pp., http://www.isprambiente.gov.it/files/notizie-ispra/notizia-2014/rapporto-sismicita-indotta-innescata-in-italia/Rapporto_sismicita_indotta_innescata_in_italia.pdf

Mucciarelli M., Gallipoli M.R., Fiaschi A., Pratesi G.; 2001: *Osservazioni sul danneggiamento nella zona del Monte Amiata a seguito del terremoto del 1° Aprile 2000*. Atti del X Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia", Potenza-Matera, CD-Rom Edition.

Mulargia F, S. Castellaro; 2004: *Geotermia stimolata e rischio sismico: un compromesso difficile*. Atti della Conferenza Nazionale sulla Politica Energetica in Italia, Bologna 16-18 aprile 2004.

Stucchi, M., C. Meletti, V. Montaldo, H. Crowley, G. M. Calvi, and E. Boschi; 2011: *Seismic hazard assessment (2003–2009) for the Italian building code*. Bull. Seismol. Soc. Am. 101, no. 4, 1885–1911.

van Eck T., F. Goutbeek, H. Haak, B. Dost; 2006: *Seismic hazard due to small-magnitude, shallow-source, induced earthquakes in The Netherlands*. Engineering Geology, 87, 105–121.

IL PIANO REGOLATORE DELLA SISMICITÀ

E. Nonni, D. Sbarzaglia, L. Marchetti
Comune di Faenza (RA)

Un tema su tutti: la sicurezza territoriale nei Piani. Troppo spesso, interpretando un errato modello di sviluppo, si attribuisce alla pianificazione la funzione prevalente di decidere dove localizzare i futuri insediamenti o tutt'al più di regolamentare e trasformare quelli esistenti; in realtà la prima azione, a cui le altre sono subordinate, è quella di immaginare un progetto di sicurezza territoriale che per essere credibile deve giocoforza partire dalla pianificazione generale.

Finora i "Piani urbanistici" non hanno esercitato a fondo le vaste e potenziali azioni progettuali che avrebbero potuto esprimere riguardo alla sicurezza territoriale, rinviando il tutto a Piani di settore, legislazioni tecniche specifiche, improbabili -o limitati- finanziamenti pubblici. I risultati di questi rinvii sono visibili, purtroppo, in ogni parte di Italia.

La consapevolezza circa i rischi a cui una società è esposta incide invece in maniera diffusa sui comportamenti collettivi e, quindi, sulla realizzazione di interventi finalizzati a ridurli, con risultati più significativi rispetto ai progetti puntuali sulla sicurezza. È in questa fase che deve entrare in gioco il "Piano" e, in via più generale, la "pianificazione".

Se il progressivo e dilagante consumo di suolo agricolo -spesso legato allo sprawl urbano- è una delle principali cause di fragilità territoriale, da contrastare sia per ragioni economiche che ambientali, non può che emergere, ad esempio, la contraddizione fra le previsioni di sviluppo urbano (magari sostenibile!) e la imprescindibile garanzia di sicurezza territoriale, sia a livello di contrasto alla vulnerabilità dell'edificato che di risposta ad una condizione limite per l'emergenza, che deve essere riconosciuta come un vero e proprio fattore di qualità di un territorio.

Per queste ragioni, una rilevante parte del progetto di pianificazione deve essere riservata allo sviluppo di due azioni fondamentali: la conoscenza dei principali fattori che caratterizzano i rischi territoriali e la introduzione di innovative strategie per far crescere e divulgare la consapevolezza collettiva riguardo al rischio; l'impatto di queste due sinergiche azioni risulta

essere ben altra cosa rispetto alla sterile conoscenza di tecniche di intervento -magari anche di avanguardia- riservate in ultima fase agli specialisti del progetto.

La pianificazione territoriale deve necessariamente toccare gli aspetti sismici e quelli idrogeologici (frane e allagamenti) per individuare realisticamente le interferenze con gli elementi sensibili del territorio e, quindi, le opere e gli investimenti prioritari da mettere in campo.

Nella pianificazione generale (e non in studi settoriali, comunque insostituibili) devono essere presenti questi aspetti, sia per aumentare la consapevolezza "popolare" del rischio (conoscenza), sia per condizionare gli interventi urbanistici ed edilizi ad azioni o prestazioni di sicurezza.

Se negli anni '80 l'approccio verso i temi della sicurezza era relegato al controllo della densità e alla necessità di preventive analisi geologiche, dagli anni '90 hanno iniziato a fare breccia le prime valutazioni ambientali di compatibilità che si sono concretizzate, dagli anni 2000, in una profusione di strumenti ambientali specifici quali VAS, ValSAT, screening, ecc... che nella realtà hanno espletato un prevalente ruolo giustificativo.

Oggi parlare di sicurezza all'interno dei Piani urbanistici comunali, traducendo e riassumendo tale tema in sintetiche e chiare norme attuative, significa affrontare la vera sostanza della pianificazione in modo concreto e tale da essere, forse, l'unico modo efficace per innescare un processo diffuso di prevenzione che parta dal basso.

I principali argomenti inerenti la sicurezza territoriale, da ricomprendere in vario modo -diretto o indiretto- nell'articolata normativa del Piano, oltre alle norme di settore, riguardano:

- la vulnerabilità sismica della città;
- il rischio di allagamenti;
- il monitoraggio delle frane;
- i Piani di emergenza, sia di livello comunale che di area vasta;
- la conservazione e tutela dei sistemi di deflusso delle acque;
- il rischio industriale di incidenti rilevanti e le aree limitrofe;
- il contrasto alla impermeabilizzazione dei suoli;
- il rischio geologico nei terreni in pendenza.

Sicurezza e prevenzione sismica. Fra i numerosi aspetti della sicurezza, l'aspetto sismico è sicuramente fra quelli attualmente più in evidenza anche a causa -o purtroppo, per merito- dei recenti terremoti che hanno toccato la penisola (solo per citare i principali eventi degli ultimi anni: San Giuliano di Puglia 2002, L'Aquila 2009, Emilia 2012); spetta proprio alla pianificazione far sì che non si distolga l'attenzione da queste tematiche e non abbia ancora una volta il sopravvento la consolidata italiana abitudine, in un'ottica fatalista, di dimenticarsi degli eventi e di non affrontare il problema.

È necessario ricordare che buona parte degli edifici esistenti, anche se realizzati in conformità alle leggi a loro tempo vigenti, potrebbero oggi non rispondere ai criteri di sicurezza previsti dalla vigente normativa sismica poiché nel corso degli anni, e spesso a seguito di singoli e circoscritti eventi sismici, la classificazione sismica del territorio è stata più volte modificata includendo sempre più territori, sulla base delle nuove conoscenze ed esperienze, nelle zone di rischio più elevato. Bisogna per questo essere consapevoli, come insegna il sisma dell'Emilia del maggio 2012, che senza un'adeguata e puntuale analisi non è possibile affermare a priori che tutti gli edifici costruiti in conformità alle norme vigenti al tempo della realizzazione siano in assoluto in condizioni di sicurezza.

Oltre alla mera questione della salvaguardia della sicurezza della cittadinanza, compito imprescindibile di ogni Stato, è opportuno evidenziare come i terremoti, e tutti gli eventi naturali non governati e non prevedibili, spesso favoriti dall'antropizzazione del territorio, abbiano un costo -in termini puramente economici- enorme.

Nel 2012, a seguito del terremoto dell'Emilia, il rapporto Ance/Cresme sullo stato del territorio italiano indicava in 181 miliardi di euro il costo attualizzato complessivo dei danni

provocati dai terremoti dal 1944 ad oggi; nella stessa occasione il Ministero dell'Ambiente ha poi sottolineato l'urgenza di un piano per la sicurezza e la manutenzione del territorio, quantificando gli investimenti minimi necessari in 1,2 miliardi di euro all'anno, per vent'anni.

Un progetto di prevenzione che metta in campo la stessa cifra utilizzata per rispondere alle emergenze, 180 miliardi di euro, anche dilazionati negli anni, consentirebbe di raggiungere gradualmente il duplice obiettivo di mettere in sicurezza sismica e di migliorare le performance energetiche di un numero di immobili di gran lunga superiore a quelli oggetto di ricostruzione a seguito di un sisma. Il tutto senza considerare l'incalcolabile valore delle vite umane distrutte da ogni evento sismico, il valore intrinseco della sicurezza percepita dalla cittadinanza nella quotidianità e l'indotto economico, in termini di occupazione lavorativa, che tale intervento potrebbe sbloccare.

La storia del nostro Paese ci insegna che l'approccio e la risposta della politica e dello Stato agli eventi naturali è da sempre una risposta di "emergenza", che in genere si sostanzia nella emanazione di nuove norme/leggi a modifica delle preesistenti; la caratteristica comune di queste decisioni, sostenute dal sentimento dell'urgenza e dell'emergenza, è di intervenire sulle regole delle future realizzazioni, spesso con sovrapposizioni rispetto al quadro normativo esistente e mai con una verifica di organica integrazione; una modalità di azione che permette di rendere sicure le nuove costruzioni (circa l'1% l'anno sul parco edilizio totale), ma che dimentica che il rischio è più rilevante nel patrimonio esistente, costruito per buona parte in assenza di regole od obblighi adeguati.

Già quest'arida elencazione di numeri (in termini di vite umane e spese per la ricostruzione che ha sostenuto l'Italia) ci induce a capire che è necessario spostare il tema della vulnerabilità sismica dall'edificio alla città, per immaginare fra qualche decennio di avere agglomerati urbani con un grado di sicurezza di gran lunga superiore all'attuale.

L'obiettivo della pianificazione è quindi fornire, attraverso il Piano urbanistico e le sue norme, un preliminare apporto conoscitivo circa i rischi a cui la città nel suo complesso è esposta e un insieme di regole la cui finalità è quella di incidere, oltre che sul progetto, anche sugli investimenti pubblici e privati ad esso connessi. Una fondamentale finalità del Piano sarà quindi elevare la conoscenza e la consapevolezza dei cittadini, permettendo loro di valutare, di volta in volta, il rischio sismico in relazione al tipo di edificio in cui si trovano ad abitare e, quindi, i più opportuni interventi da intraprendere; tutto questo a prescindere da norme e carte sismiche nazionali e regionali che, redatte a scala territoriale, non possono per loro natura attivare concreti meccanismi di prevenzione individuale.

La geologia preventiva e la microzonazione sismica. Un progetto di pianificazione territoriale che affronti le tematiche della sicurezza non può che partire dalla redazione di uno studio approfondito di microzonazione sismica (oltre il 1° livello) fondato non solo su basi teoriche e bibliografiche, ma anche su una campagna mirata di indagini "dedicate" necessarie per definire il grado di risposta sismica locale e per far sì che ogni intervento, sia alla scala urbanistica che edilizia, tenga conto degli esiti di tale analisi.

Lo studio di microzonazione fornisce dettagliate informazioni su come un sisma si propaga e si amplifica in superficie, dedicando particolare attenzione alle zone urbanizzate e urbanizzabili; per fare questo le analisi devono giocoforza essere supportate da una campagna di sondaggi geologici e di misure geofisiche/geotecniche -quali ad esempio carotaggi ad estrazione, prove penetrometriche (tipo CPTU e/o SCPTU), misure geofisiche in profondità (tipo Down-Hole) e in superficie (tipo MASW)- nonché da una coerente rilettura e rielaborazione dei dati archiviati presso le pubbliche amministrazioni e, in particolare, presso le banche dati dei Servizi Geologici e Sismici e dei Suoli regionali.

Il risultato di questa elaborazione deve essere di facile comprensione ed immediatamente "leggibile" da parte dei tecnici e dei privati; una cartografia della città, a scala territoriale (vedi Fig. 1), per evidenziare le differenti risposte al sisma che i vari ambiti offrono, in relazione alla stratigrafia e all'orografia del terreno; risposte ed amplificazioni del terreno (il sottosuolo) che

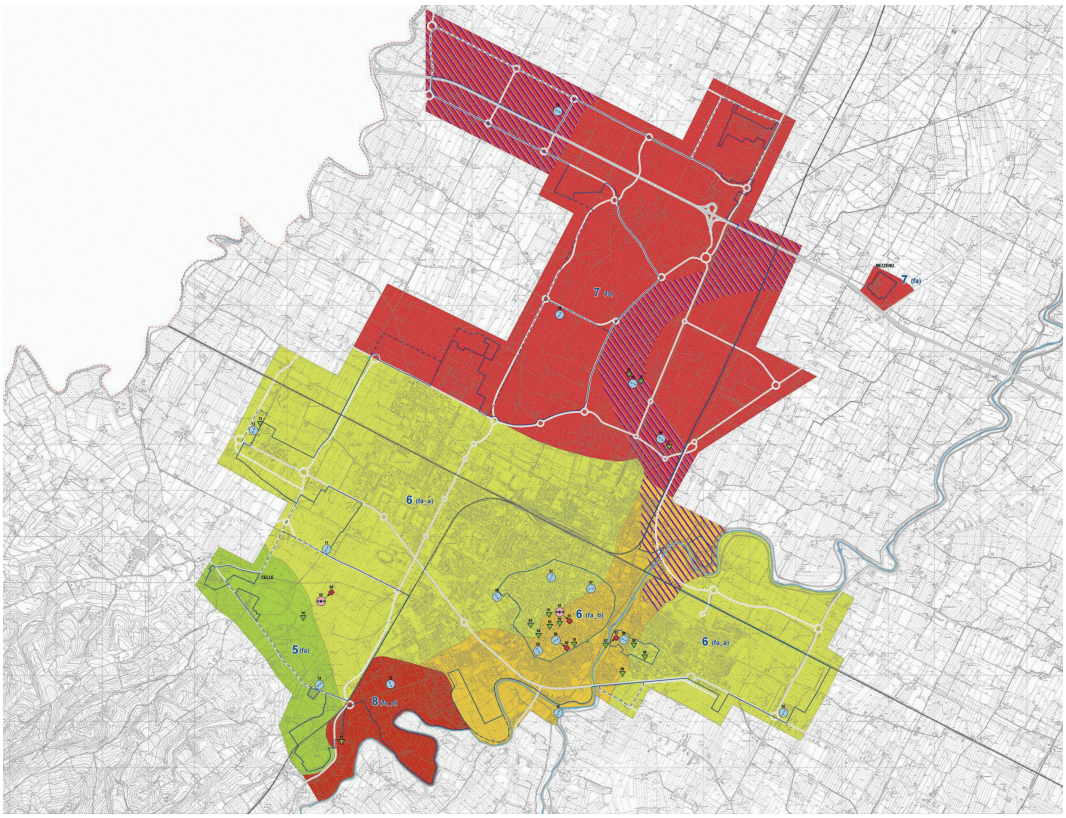


Fig. 1 – Microzonazione sismica di II livello del centro urbano di Faenza, dal verde al rosso l'amplificazione sismica locale aumenta, il tratteggio indica probabili aree di liquefazione.

incidono in maniera determinante sul comportamento degli edifici (il soprasuolo) all'attivarsi di un sisma.

Il progetto di vulnerabilità sismica nel centro urbano. Se con la microzonazione sismica si ottengono informazioni sulla propagazione e sull'amplificazione delle onde sismiche al suolo, con il progetto di vulnerabilità sismica, entra in gioco il costruito.

Nel caso di Faenza il progetto sperimentale (di vulnerabilità sismica e scenari di danno) è stato condotto in coordinamento al Dipartimento di Protezione Civile Nazionale e alla Regione Emilia-Romagna, al fine di conoscere e, per quanto possibile, prevedere gli effetti di un sisma sul sistema urbano preso in esame.

La metodologia utilizzata per le valutazioni sulla vulnerabilità urbana prevede una strutturazione in più livelli conoscitivi del patrimonio edilizio della città e della sua associata vulnerabilità.

Lo studio è partito dall'identificazione delle tipologie edilizie del centro urbano, cui sono state associate delle classi di vulnerabilità desunte dalla scala EMS 98 (classi di vulnerabilità sintetica), per poi andare a perimetrare i comparti a vulnerabilità omogenea: ovvero quegli ambiti la cui omogeneità viene valutata sulla base di alcuni criteri quali ad esempio la classe di vulnerabilità, l'articolazione dei tessuti e della viabilità, gli elementi naturali, le destinazioni urbanistiche.

L'obiettivo è quindi, una volta nota l'amplificazione delle onde al suolo, conoscere e prevedere gli effetti di un sisma sulla globalità degli edifici costituenti il sistema urbano; evidenziare "sulla carta" tali risultati servirà ad incrementare la conoscenza e la consapevolezza

dei cittadini riguardo alle tematiche della sicurezza, nella speranza che tale presa di coscienza sia utile ad innescare diffusi -e coerenti- interventi di miglioramento sismico del patrimonio edilizio.

Attraverso l'incrocio delle mappe della pericolosità (microzonazione sismica), delle valutazioni urbanistiche ed analisi edilizie effettuate per le indagini di vulnerabilità e della distribuzione demografica della popolazione sul territorio, è possibile ottenere una valutazione del rischio sismico, esemplificata in Tab. 1.

Tab. 1 - Valutazione del rischio sismico.

Elaborazioni (carte tematiche)	Contenuto e informazioni
1) Carta della pericolosità sismica locale SOTTOSUOLO	Microzonazione sismica (aree ad amplificazione sismica omogenea, aree liquefacibili, ecc...)
2) Carta della vulnerabilità edilizia EDIFICI	Datazione degli edifici (prima o dopo l'inserimento del territorio in zona sismica)
	Tipologia e morfologia edilizia (regolarità in pianta e in altezza, altezza, distribuzione, ecc...)
	Tipologia costruttiva (mattoni, cemento armato, presenza di presidi antisismici, aggregato ecc...)
3) Carta della esposizione urbana POPOLAZIONE	Densità demografica (affollamento, distribuzione della popolazione)
⇓ ⇓ ⇓	
1) + 2) + 3) = Carta del rischio sismico	Zooning di previsione della distribuzione dei danni (edifici crollati, inagibili, agibili) Determinazione di scenari previsionali di danno sismico

Le carte tematiche (pericolosità sismica locale, vulnerabilità edilizia ed esposizione urbana) e la carta del rischio (scenari di danno urbano), sono elaborati propedeutici alla redazione di un innovativo Piano Regolatore della Sismicità.

Obiettivo di questi approfondimenti, legati agli strumenti di pianificazione, è indirizzare le scelte politiche e tecniche in un'ottica di prevenzione del rischio sismico, nonché di individuare le priorità di intervento nel centro urbano, finalizzandole alla mitigazione dello stesso rischio. Senza creare inutili allarmismi è innegabile la necessità, e non solo l'opportunità, di far sì che i cittadini siano a conoscenza delle vulnerabilità presenti nelle nostre città in modo da poter intervenire gradualmente, ma in modo diffuso, per migliorare la risposta, in caso di sisma, del patrimonio edilizio.

Qualunque scelta di pianificazione urbanistica locale, una volta conosciuta l'entità e la distribuzione del rischio sismico, non può non tenere conto di tali risultanze ed allinearsi ad esse nel solco della coerenza progettuale.

Il progetto di vulnerabilità sismica del centro storico. Lo studio di vulnerabilità del centro urbano può (deve?) effettuare un ulteriore passo avanti ed approfondire analisi mirate per le parti delle nostre città che evidenziano maggiori criticità: i centri storici. Nel caso di Faenza gli approfondimenti progettuali dedicati al nucleo antico della città si sono concretizzati grazie al progetto di analisi di vulnerabilità sismica degli aggregati edilizi, elaborato di concerto con l'Università degli Studi di Catania.

Il centro storico è stato analizzato, partendo dallo studio ragionato delle cartografie del passato per poi proseguire con una verifica "a tappeto" su tutta l'area di interesse, con la finalità di individuare ed evidenziare le tipologie e la distribuzione delle vulnerabilità sismiche e delle resistenze più ricorrenti a Faenza, con l'obiettivo di desumere possibili codici di intervento per la conservazione del patrimonio edilizio storico e la mitigazione del rischio sismico.

A livello esemplificativo e al fine di sviluppare un efficace metodo di lavoro, effettuata la ricognizione speditiva dell'intero centro storico, ci si è concentrati su un singolo isolato urbano, su cui è stato effettuato un approfondito studio (a conferma e integrazione delle valutazioni precedentemente fatte) da cui è scaturito un dettagliato scenario previsionale di danno e da cui sono discese le indicazioni progettuali più opportune -e calzanti in relazione alle tecniche costruttive e ai materiali storicamente utilizzati a Faenza- per mitigare la vulnerabilità sismica del costruito.

Estendendo tali criteri di analisi all'intero centro storico è stato possibile ottenere un quadro generale degli effetti previsionali in relazione ad un sisma, con l'obiettivo di sensibilizzare i cittadini e i tecnici sulla necessità di migliorare il patrimonio edilizio esistente.

Solamente basandosi su approfondimenti conoscitivi e previsionali sul comportamento del patrimonio edilizio in caso di sisma, come ad esempio quello realizzato a Faenza, sarà possibile articolare nel Piano norme urbanistiche adeguate, coerenti con i caratteri tipologici e le tecniche costruttive del luogo che, soprattutto nelle parti storiche dei nostri centri urbani, cambiano da città a città.

La protezione della struttura urbana: la condizione limite in una visione associata dell'emergenza (C.L.E). Parallelamente alle analisi sul rischio sismico del costruito la "Condizione Limite per l'Emergenza (C.L.E.)" dell'insediamento urbano rappresenta una "condizione limite obiettivo" da assicurare per la gestione dell'emergenza.

L'analisi della C.L.E. è volta a garantire il funzionamento di un sistema minimo di strutture strategiche che, nonostante l'attivarsi di un evento sismico, mantengano la loro funzionalità, la loro accessibilità e connessione con il contesto territoriale e, conseguentemente, garantiscano una efficace gestione dell'emergenza, seppur in concomitanza con il verificarsi di danni fisici e funzionali diffusi nell'insediamento urbano.

La Condizione Limite per l'Emergenza (C.L.E.) del Comune di Faenza è stata pensata seguendo criteri di economicità e non ridondanza dei percorsi, individuando gli edifici strategici e le aree di emergenza (ammassamento, ricovero, attesa) riportati nel Piano Comunale di Protezione Civile e collegandoli mediante gli assi di connessione e accessibilità con il contesto territoriale (le strade). Rispetto a questo sistema di strutture strategiche (edifici, strade e spazi aperti), sono stati analizzati e valutati gli aggregati e gli edifici interferenti (vedi Fig. 2).

È evidente che la fase di emergenza, di cui la C.L.E rappresenta una parte progettuale essenziale, non può limitarsi a prendere in considerazione il solo territorio comunale: è necessario predisporre i Piani di protezione Civile e le conseguenti C.L.E. quantomeno a livello di associazioni di Comuni al fine di connettere tra loro le singole C.L.E. di ogni centro.

L'individuazione della C.L.E., se decontestualizzata dalla pianificazione urbanistica, ha una efficacia limitata: le strategie urbanistiche devono infatti entrare utilmente in campo per privilegiare, con incentivi, gli interventi sugli edifici interferenti e sulle aree che devono garantire il funzionamento delle parti strategiche della città in caso di emergenza.

Il Piano Regolatore della Sismicità. Nonostante il Piano Regolatore della Sismicità non sia un nuovo ed ennesimo Piano urbanistico di settore, codificato dalla legge, possiamo comunque considerarlo come uno strumento essenziale per la pianificazione di un territorio; tale Piano, di iniziativa comunale, va concepito in sede di studio/progetto urbanistico in quanto è finalizzato alla organica rappresentazione del rischio sismico della città, con lo scopo di rendere "evidente e leggibile" tale rischio nell'ottica di aumentare la consapevolezza e la conoscenza collettiva a tal riguardo.

Solo se il Piano Regolatore della Sismicità e le norme che conseguono ad esso verranno

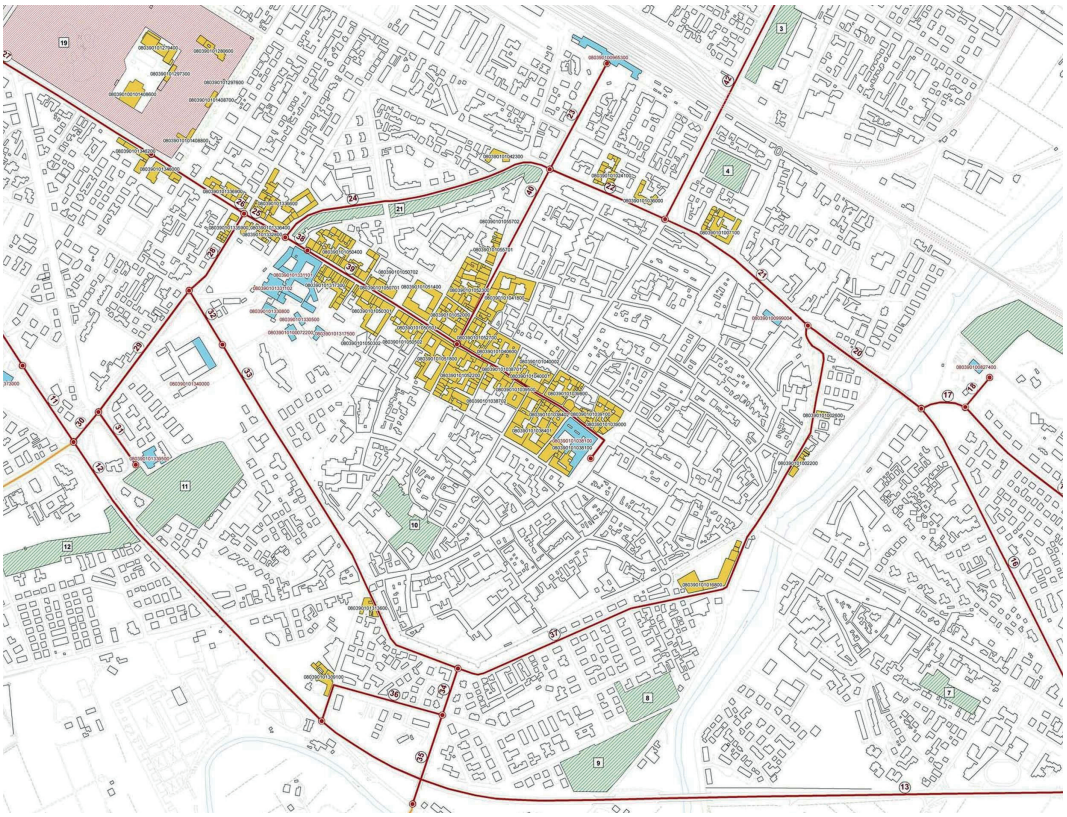


Fig. 2 – Condizione Limite per l'Emergenza C.L.E. di Faenza, in azzurro sono evidenziati gli edifici strategici e in giallo gli aggregati interferenti; i tratteggi indicano le aree di ammassamento, di accoglienza e di attesa, le linee rappresentano le infrastrutture di connessione e di accessibilità.

ricompresi all'interno dei Piani urbanistici più generali, per poi divenire oggetto di consultazione e verifica nell'ordinaria gestione edilizia, riusciranno a raggiungere l'obiettivo di incentivare operazioni diffuse di riduzione del rischio sismico (diversamente non conseguibili con specifici piani di intervento e settoriali studi), indirizzando opportunamente e con azioni concrete (incentivi e perequazioni mirate) le scelte localizzative, i processi di trasformazione, la realizzazione di interventi.

Il Piano regolatore della Sismicità rappresenta in questi termini anche un primo punto di partenza per spostare le valutazioni "dall'emergenza alla prevenzione", invertendo quell'atteggiamento culturale "passivo" purtroppo radicato in molte realtà italiane.

Il contenuto del Piano Regolatore della Sismicità discende direttamente dalla "Carta del rischio sismico" e si presenta graficamente come una zonizzazione del centro urbano che mette in evidenza gli ambiti a maggiore o minore rischio in caso di sisma; a questo zoning si sovrappongono gli edifici, le aree e le infrastrutture ricomprese nella C.L.E. per evidenziare i corridoi urbani strategici da mettere in sicurezza con priorità in quanto essenziali per garantire il funzionamento minimo della città a seguito di un evento calamitoso (vedi Fig. 3).

L'obiettivo del Comune di Faenza è stimolare, basandosi su strumenti di analisi sempre più precisi e approfonditi, comportamenti ed interventi che elevino gradualmente -ma in maniera diffusa- la sicurezza del patrimonio edilizio e del territorio in generale; incentivi capaci di generare nei cittadini un approccio positivo e propositivo nei confronti della prevenzione e del miglioramento sismico servono infatti a diffondere e ad accrescere la cultura della sicurezza.

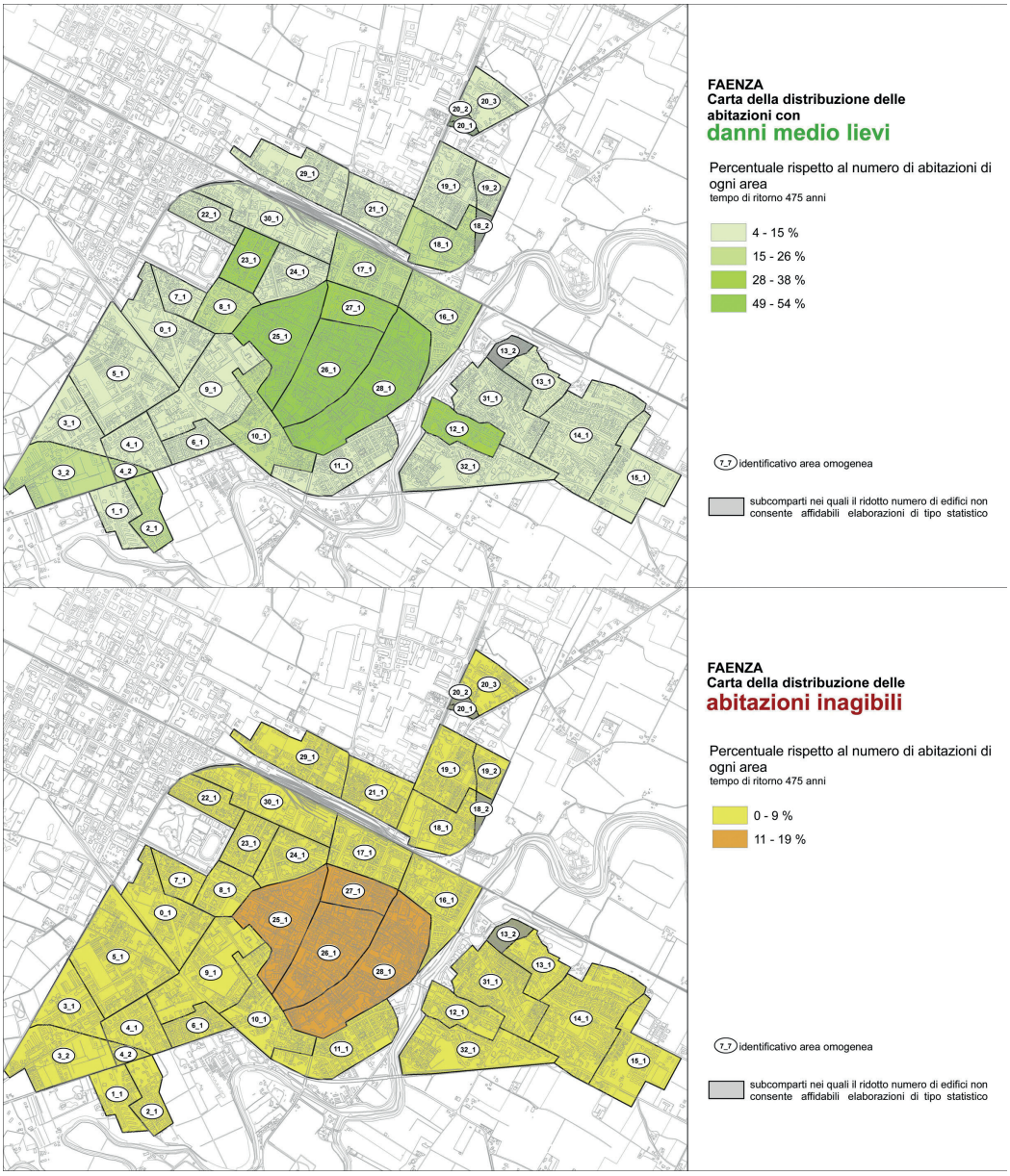


Fig. 3 – Distribuzione percentuale delle abitazioni con danni medio lievi (in alto) e delle abitazioni inagibili (in basso) in caso di sisma con tempo di ritorno a 475 anni; dai colori chiari ai colori scuri il numero di abitazioni danneggiate cresce.

Le azioni da intraprendere da parte dei privati per effettuare un intervento edilizio e/o per accedere agli incentivi volumetrici devono essere semplici e di facile comunicazione: preventivamente agli interventi edilizi riguardanti una proprietà potrebbe essere necessario considerare gli aspetti della vulnerabilità sismica e delle problematiche idrogeologiche dimostrando di aver piena conoscenza degli studi messi a disposizione del Comune in una visione proattiva atta ad evidenziare le macrocriticità. La finalità è quella di "mettere a conoscenza" la proprietà delle vulnerabilità presenti; è questo un efficace strumento per traguardare la programmazione degli interventi da un'ottica di emergenza ad un'ottica di prevenzione.

Incentivi per la sicurezza e norme di Piano. La sismicità diffusa del territorio italiano e la verifica degli scenari previsionali di danno in relazione al patrimonio edilizio esistente rendono non più differibile l'adozione di strategie di valenza territoriale più generale rispetto al solo soddisfacimento della normativa sismica cui bisogna riferirsi in caso di ristrutturazione o nuova costruzione dei singoli edifici.

Nel caso di Faenza, per caratteristiche tipologiche e cronologiche, il centro storico risulta essere la parte di città che necessita maggiormente di interventi di miglioramento sismico, unitamente ad alcuni comparti della periferia storica e di quei quartieri costruiti prima dell'entrata in vigore del decreto che ha inserito il Comune tra le zone sismiche di 2° categoria (1982).

Le strategie da mettere in campo per contrastare in maniera diffusa la vulnerabilità sismica del patrimonio edilizio e l'instabilità idrogeologica di alcune parti del territorio non possono che partire dal basso, inserendo norme -e magari incentivi- all'interno dei Piani urbanistici comunali e ponendosi graduali obiettivi di miglioramento, ben sapendo che i risultati si potranno cogliere solo fra qualche decennio, ma senza aspettare, inermi, impensabili interventi risolutori da parte del Governo.

Al di là delle stime quantitative, considerando che i fattori di amplificazione dedotti dalla microzonazione sismica per il centro urbano di Faenza risultano sostanzialmente omogenei, è evidente che per il territorio analizzato il fattore che incide nella verifica delle aree a maggiore o minore rischio sismico è la vulnerabilità edilizia.

Per elevare la sicurezza sismica della città è pertanto necessario mettere in campo, con costanza, e per la durata di decenni, azioni coerenti che devono vedere partecipi sia attori pubblici che privati cittadini. Al pubblico spetta prevalentemente l'onere di sensibilizzare la collettività e di "dare l'esempio", programmando le priorità di intervento per la messa in sicurezza del patrimonio pubblico, partendo dagli edifici strategici e rilevanti: ospedali, edifici deputati alla gestione delle emergenze scuole.

Lo strumento urbanistico -anche con disposizioni cogenti- dovrebbe quindi stimolare i privati, oltre al rispetto delle leggi che regolano la materia, ad acquisire la conoscenza dei fattori di vulnerabilità del territorio e degli edifici in cui abitano, vivono e lavorano; solo in questo modo, in parte impositivo, si può ipotizzare che vengano destinate risorse private alla messa in sicurezza del patrimonio esistente.

All'interno delle norme dello strumento urbanistico, fra le prestazioni da assolvere quale condizione obbligatoria per attuare interventi edilizi che necessitano di titolo abilitativo, potrebbero essere in via sperimentale introdotte le seguenti analisi:

- nel centro storico: compilazione di una scheda sulla valutazione speditiva della sicurezza sismica, che dovrà evidenziare, con riferimento alla proprietà interessata dall'intervento, le problematiche rilevate, con particolare attenzione alle vulnerabilità intrinseche e di relazione all'aggregato;
- in tutto il territorio comunale: predisposizione di una relazione speditiva finalizzata alla ricognizione delle problematiche inerenti la sicurezza edilizia e territoriale all'interno della proprietà; tale relazione, oltre alla verifica dei dati già esistenti e messi a disposizione da parte dell'Amministrazione negli allegati al Piano, potrebbe contenere valutazioni in materia di vulnerabilità sismica, con riferimento agli edifici esistenti, e in materia di vulnerabilità idrogeomorfologica/antropica, con riferimento ai fattori che possono avere ripercussioni sugli elementi sensibili del territorio quali infrastrutture, viabilità, edifici, ecc.

In pratica le norme del Piano potrebbero istituire -in via sperimentale- il principio che, prima di mettere mano al progetto, deve essere necessario fare una verifica generale sulla sicurezza.

Oltre a questa sensibilizzazione collettiva lo strumento urbanistico potrebbe inoltre mettere in campo incentivi per migliorare il patrimonio edilizio storico e le condizioni idrogeomorfologiche del territorio.

Oltre alla obbligatoria scheda speditiva richiesta per il centro storico e alla relazione speditiva prevista su tutto il territorio comunale il Piano urbanistico potrebbe prevedere

una serie di incentivi che, in cambio di una quantità aggiuntiva di mq di Sul, prevedano ad esempio interventi puntuali compensativi di miglioramento sismico sul patrimonio di proprietà Comunale oppure la redazione della valutazione tecnica per la sicurezza prevista dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008), ponendo sempre particolare attenzione nel favorire gli immobili appartenenti agli aggregati interferenti con la Condizione Limite per l'Emergenza.

È evidente che ogni responsabilità decisionale riguardo alla programmazione dei lavori sulla sicurezza (quando non richiesti dalle norme sovraordinate vigenti) resta esclusivamente in capo alla proprietà.

Quanto sopra rappresenta un primo livello di sperimentazione, da monitorare nei Piani urbanistici, apportando poi correzioni, integrazioni o ampliamenti della strategia in relazione alla effettiva verifica nella gestione.

L'urbanistica (e la conseguente gestione ordinaria dell'edilizia) può fare moltissimo per sensibilizzare l'opinione pubblica ed aumentare la consapevolezza della collettività riguardo tema della sicurezza, nonostante questo è evidente che per spostare l'ordine dei valori dalle parole ai fatti, sono necessarie risorse economiche che spesse volte sono carenti o addirittura assenti. Se si rimane inerti di fronte alla accertata assenza di risorse si può fare ben poco se non sperare, incrociando le dita, che nel breve periodo non succeda nulla.

VALIDAZIONE DI MODELLI MACROSISMICI PER LA STIMA DEL DANNEGGIAMENTO

V. Pessina, F. Meroni, T. Squarcina, M. Locati, A. Tertulliani, I. Leschiutta
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano-Roma

I metodi macrosismici per la stima del danneggiamento di edifici residenziali sono stati inizialmente sviluppati ed utilizzati per la realizzazione di scenari di rischio all'interno di importanti progetti nazionali per l'area di Vittorio Veneto (Bernardini *et al*., 2008; Meroni *et al*., 2008a, 2008b) e la Liguria occidentale (Giovinazzi e Lagomarsino, 2004). Grazie alla loro robustezza e flessibilità hanno successivamente avuto ampia diffusione anche a livello Europeo nei progetti Risk-UE (Mouroux e Le Brun, 2006; Lantada *et al*., 2010), LessLoss (Spence, 2007), UPStrat-MAFA (2012), Syner-G (2012), Zonno *et al*. (2010).

Attualmente sono disponibili in letteratura diversi metodi, che si differenziano principalmente nella definizione della vulnerabilità delle strutture, ma la cui formulazione originaria parte dalla definizione del danno macrosismico secondo la scala EMS98 (Grünthal, 1998).

Nonostante la loro diffusione questi metodi mancano ancora di una esaustiva validazione. La disponibilità di un rilievo macrosismico dettagliato per il centro storico de L'Aquila (Tertulliani *et al*., 2011, 2012) ha permesso di confrontare i risultati di alcune stime di danneggiamento macrosismico con una situazione reale, pur con alcune limitazioni dettate dalla tipologia dell'edificato in questione e dall'analisi estesa al solo grado di intensità registrato I_{EMS98} = VIII-IX.

Analisi dei dati disponibili. Il confronto tra il danneggiamento stimato e quello rilevato è stato fatto per la sola area del centro storico de L'Aquila che è stata colpita dal terremoto di M_w 6.3 il 6 aprile 2009, provocando 309 vittime, più di 1500 feriti e oltre 10 miliardi di euro di danni stimati.

I dati del danneggiamento registrato sono frutto di un'intensa campagna di rilevamento finalizzata all'attribuzione del valore di intensità EMS98, che ha visto impiegate molte squadre di esperti per una decina di giorni ad un mese di distanza dal terremoto. Lo scopo era di assegnare

a ogni edificio rilevato con criteri macrosismici, una classe di vulnerabilità in funzione delle tipologie costruttive e un grado di danno in modo da testare l'uso della scala EMS98 come mai fatto in precedenza. Le strutture censite sono state circa 1800 e rappresentano la quasi totalità degli edifici residenziali, pubblici e religiosi all'interno delle mura storiche. I dati raccolti in campagna sono stati poi restituiti in forma cartografica attraverso riprese aeree.

Nella fase iniziale del lavoro sono state incontrate diverse difficoltà dovute all'incongruenza nella definizione del numero di edifici da considerare perché il numero di edifici rilevati non trova riscontro nella successiva restituzione cartografica, che mostra un maggior numero di edifici caratterizzati da coperture a quota diversa e con una differente struttura delle falde. Il diverso numero degli edifici si riscontra anche tra quanto riportato dal rilievo macrosismico e i dati del censimento ISTAT (ISTAT, 1991). Per ovviare a queste differenze l'analisi e il confronto dei risultati sono sempre stati eseguiti su valori espressi in percentuale sul totale delle strutture considerate.

Le stime di danneggiamento sono state realizzate utilizzando i dati del censimento ISTAT, che fornisce informazioni utili sugli edifici residenziali. Il censimento preso in considerazione è quello del 1991 poiché i dati del 2001, per recenti motivi legati all'introduzione di una più stringente legge sulla privacy, forniscono informazioni solo in forma aggregata e con un massimo grado di dettaglio a livello solo comunale. Queste limitazioni non consentono di effettuare un incrocio delle informazioni sulle caratteristiche tipologiche, fondamentale per la valutazione della vulnerabilità sismica. Si ritiene comunque che l'utilizzo di questi dati, anche se non aggiornati alla data del terremoto, non rappresenti un grosso limite nell'analisi poiché le sostituzioni edilizie nel centro storico di una grande città sono generalmente minime.

Il confronto tra i dati ISTAT e quelli rilevati è stato possibile solo su edifici residenziali perché le altre tipologie (es. musei, scuole, chiese e insediamenti produttivi) non sono contemplate nei dati del censimento.

Dai dati del censimento ISTAT è stato possibile stimare il numero di edifici e il volume dell'edificato per ogni sezione di censimento (Meroni *et al*., 2000) e ricavare direttamente informazioni utili sulla tipologia strutturale (es. muratura o cemento armato), il contesto strutturale (es. isolato o aggregato), lo stato di manutenzione, l'età di costruzione o di adeguamento sismico ed il numero di piani. Opportunamente elaborate, queste informazioni permettono di caratterizzare la vulnerabilità degli edifici attraverso l'approccio proposto da Lagomarsino e Giovinazzi (2001) secondo il quale la vulnerabilità sismica degli edifici è descritta da un indice di vulnerabilità probabile, che varia tra 0 e 1 ed è tipico per ogni gruppo di strutture omogenee, ovvero edifici con un comportamento simile atteso durante un terremoto. Questo indice di vulnerabilità può essere variato attraverso l'adozione di modificatori di comportamento, peggiorativi (es. cattivo stato di conservazione, edifici con grande elevazione) o migliorativi (es. buoni materiali di costruzione, adeguamenti strutturali).

I dati ISTAT permettono inoltre di classificare gli edifici direttamente nelle classi di vulnerabilità (da A a F) della scala EMS98 (Bernardini, *et al*., 2008) attraverso l'assegnazione di un punteggio di vulnerabilità. La procedura di classificazione è coerente con una valutazione di vulnerabilità (Meroni *et al*., 2000) calibrata su più di 28000 schede dettagliate di vulnerabilità GNDT (Benedetti e Petrini, 1984) raccolte su tutto il territorio italiano.

I metodi macrosismici. I metodi macrosismici per la stima del danno che si basano sulla definizione dell'intensità EMS98, classificano il patrimonio edilizio in 6 classi secondo la tabella di vulnerabilità della scala da A ad F. Tali metodi stimano la distribuzione del danno condizionata da un livello di intensità, in cinque gradi discreti (da D1 a D5) che descrivono il livello di danno dei principali componenti strutturali e non strutturali. La stessa scala suggerisce dei valori impliciti ed espressi in modalità *fuzzy* della matrice di probabilità di danno per le diverse classi di edifici. E' dunque possibile trasporre le espressioni linguistiche (*few, many, most*) della matrice di vulnerabilità in valori numerici di probabilità per ogni livello di danno con approcci formalizzati da diversi autori (Giovinazzi e Lagomarsino, 2003; Lagomarsino e

Giovinazzi, 2006; Bernardini *et al*., 2008).

Una volta identificati i valori di intensità (I) e di vulnerabilità (V_I) per ogni costruzione, si giunge alla stima del danno. Gli approcci di stima del danno macrosismico citati sono stati condensati in un'unica formulazione (Bernardini *et al*., 2007). La funzione analitica per la stima del grado medio di danno (μ_D) è la seguente:

$$\mu_D = 2.5 + 3\tanh\left(\frac{I + 6.25V_I - 12.7}{3}\right) \times f(V_I, I) \quad (1)$$

dove $f(V_I, I)$ è definito come:

$$f(V_I, I) = \begin{cases} e^{\left(\frac{V_I}{2} \times (I-7)\right)}, I \le 7 \\ 1 \qquad\qquad , I > 7 \end{cases} \quad (2)$$

Delle sei classi di vulnerabilità identificate dalla scala EMS98 (classi A, B, C, D, E e F) in questo caso specifico sono state sono considerate solo le prime quattro (A, B, C, D) perché sono assenti edifici appartenenti alle ultime due (E, F). In particolare, per ciascuna singola classe sono stati considerati gli intervalli dei valori dell'indice di vulnerabilità (V_I) secondo quanto mostrato in Tab. 1.

Tab. 1 - Classi di vulnerabilità degli edifici secondo la scala EMS98 e loro indice di vulnerabilità VI [valore medio da Bernardini *et al*. (2007)].

VI	A	B	C	D
Inferiore	0.75	0.59	0.43	0.27
Medio	0.88	0.72	0.56	0.40
Superiore	1.00	0.84	0.68	0.51

Parallelamente all'analisi condotte con Bernardini *et al*. (2007) di seguito indicato come BGL, è stato calcolato uno scenario di danneggiamento utilizzando il software QuakeIST (Mota De Sá *et al*., 2014). Questo simulatore integrato è stato implementato all'interno del progetto EC UPStrat-MAFA (2012) e mira alla valutazione di scenari di danno per edifici e sistemi infrastrutturali su larga scala e alla loro interdipendenza. QuakeIST consente di applicare il metodo macrosismico codificato da Giovinazzi e Lagomarsino (2006) con la particolarità di poter utilizzare un numero di classi tipologiche superiore rispetto alle sei della scala di intensità EMS98. In particolare, è stato possibile ricavare fino a 360 classi tipologiche incrociando le informazioni desumibili dal censimento ISTAT91, secondo i parametri riportati nella Tab. 2.

Tab. 2 - Classi tipologiche degli edifici identificate sui dati ISTAT 1991 nel modello QuakeIST.

Tipologia Strutturale	Età dell'edificio	Numero di piani	Contesto Strutturale	Stato di Manutenzione
(1) Muratura (2) Cemento armato (3) Edf. su pilotis (4) Altre tipologie (5) Nessuna info	(1) < 1919 (2) dal 1919 al 1945 (3) dal 1946 al 1960 (4) dal 1961 al 1971 (5) dal 1972 al 1981 (6) dopo 1981	(1) 1 o 2 (2) da 3 a 5 (3) > 6	(1) Edf. Isolato (2) Edif. aggregato	(1) buono (2) cattivo

Per ognuna di queste classi tipologiche è stato ricavato un distinto indice di vulnerabilità, in conformità a quanto fatto da Giovinazzi e Lagomarsino (2001) e come in seguito applicato in Zonno *et al*. (2014).

Risultati e confronti. Per le elaborazioni di stima del danno sono stati utilizzati i dati ISTAT, opportunamente elaborati per ottenere le volumetrie dell'edificato, e il valore di intensità di grado VIII-IX. Sono stati generati quattro scenari di danno per le 380 sezioni di censimento del centro storico corrispondenti all'area oggetto del rilievo macrosismico, utilizzando sia il metodo BGL che QuakeIST. Il primo usa le Eqq. (1) e (2) e adotta gli indici di vulnerabilità (V_I) inferiori, medio e superiori per ognuna delle 6 classi tipologiche. QuakeIST differenzia invece gli edifici in 360 classi tipologiche con il loro relativo indice (V_I). Le stime di danno sono espresse in percentuale sul totale dei volumi riportati da ISTAT. Il confronto è effettuato tra queste percentuali e le percentuali relative agli edifici effettivamente rilevati.

La distribuzione della frequenza media delle classi di danno è mostrata in Fig. 1.

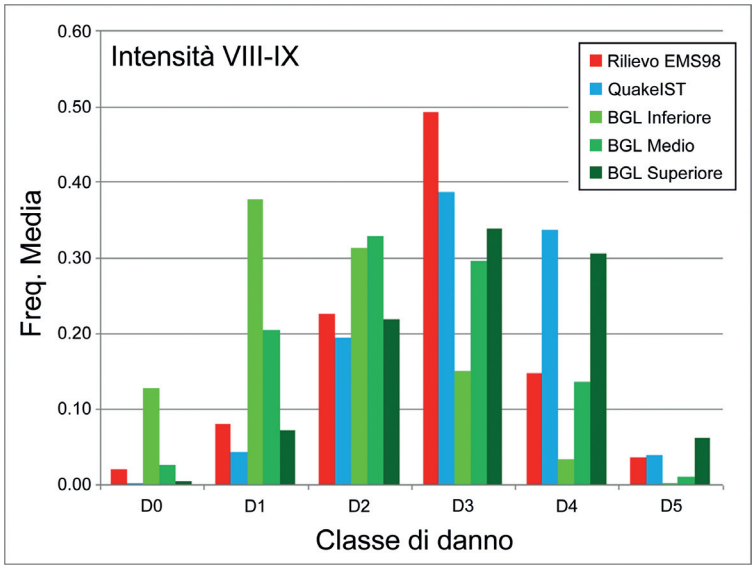


Fig. 1 – Confronto della distribuzione per classi di danno secondo la scala EMS98 degli edifici del centro di L'Aquila.

Dal confronto si nota che i risultati calcolati col metodo BGL che utilizzano l'indice di vulnerabilità V_I superiore riproducono meglio la distribuzione di danno effettivamente rilevata, nelle classi D1, D2 e in parte D3; tuttavia si riscontra una sovrastima del numero di edifici danneggiati in modo grave o collassati. Quelli ottenuti con V_I medio tendono a sottostimare il quadro di danneggiamento globale, individuando un numero maggiore di edifici a danno medio basso (D1 e D2) e riproducendo bene la classe di danno D4. Le simulazioni effettuate con V_I inferiore non sono invece rappresentative di quanto riscontrato in situ.

Il modello QuakeIST, a fronte di un maggior dettaglio della vulnerabilità delle strutture, tende a sovrastimare pesantemente il numero di edifici affetti da danno grave (D4), ma riproduce meglio la quantità elevata di edifici affetti dal grado di danno medio D3.

A questo proposito bisogna segnalare che il quadro di danneggiamento risultante dal sopralluogo è fortemente caratterizzato dalla prevalenza di danno D3. Tale prevalenza può essere dovuta ad alcuni limiti del rilievo macrosismico nella fase di attribuzione del danno; un valore di danno maggiore può essere stato attribuiti in caso di dubbia assegnazione o in mancanza di sopralluoghi interni agli edifici. Questa particolare distribuzione del danno può anche essere

legata alla peculiarità del contesto limitato a un centro storico cittadino caratterizzato da una prevalenza di edifici in classe di vulnerabilità B e C, e una completa assenza di edifici in classe di vulnerabilità minore (E ed F). Il quadro di danneggiamento caratterizzato da una prevalenza in classe D3 è difficilmente riproducibile da entrambi i metodi adottati, sia variando l'intensità dello scenario, sia variando gli intervalli e le combinazioni degli indici V_I.

Zonazione di vulnerabilità. Per indagare la dipendenza della distribuzione di danno con la qualità del patrimonio edilizio esistente abbiamo cercato di ricostruire un quadro possibile della vulnerabilità degli edifici.

Analizzando sia i dati di vulnerabilità del sopralluogo (Tertulliani *et al.*, 2011) sia quelli dedotti dai dati ISTAT, è stato possibile individuare alcune aree della città definite da gruppi di sezioni censuarie aventi caratteristiche simili. Queste aree possono ad esempio essere accomunate da una prevalenza di edifici in muratura in classe B, o da edifici equamente distribuiti tra le classi B e C, o zone costruite in cemento armato a bassa vulnerabilità. In totale sono state individuate sette aree omogenee con combinazioni distintive del costruito. In seguito è stato introdotto un indice medio di vulnerabilità I_{VM} per ogni sezione di censimento calcolato come media pesata dell'indice V_I ; tale valore medio deriva dal metodo BGL ed è stimato sul volume degli edifici per ogni tipologia A, B, C e D. Ricordiamo che nell'area considerata non sono presenti edifici in classe E ed F.

In Fig. 2a viene presentata la distribuzione del valore di vulnerabilità medio I_{VM} di ogni sezione, raggruppato per le zone omogenee individuate. A meno di alcuni casi isolati in cui il valore di I_{VM} della sezione non è confrontabile con quello ottenuto nelle altre sezioni analoghe, tale indice può essere ritenuto utile alla caratterizzazione di aree a tipologia omogenea, oltre che a vulnerabilità simile.

La distribuzione spaziale dell'indice medio di vulnerabilità I_{VM} per ogni sezione di censimento è mostrata in Fig. 2b.

Questo risultato può fornire utili indicazioni sulla distribuzione del danno atteso, indipendentemente dal livello di scuotimento, così come una mappa di microzonazione può fornire indicazioni sull'amplificazione dello scuotimento atteso.

Nel presente lavoro abbiamo raggruppato le aree a tipologia omogenea in due sole zone impiegando come discriminante il valore I_{VM} = 0.66. Questo limite identifica due differenti zone: la prima, centrale, a maggiore vulnerabilità e maggiore densità abitativa con edifici prevalentemente in muratura; la seconda corrisponde a una cerchia più esterna di edifici di recente costruzione realizzati in cemento armato a minor vulnerabilità e interessati talvolta da terreno acclive o con variazioni di pendenza.

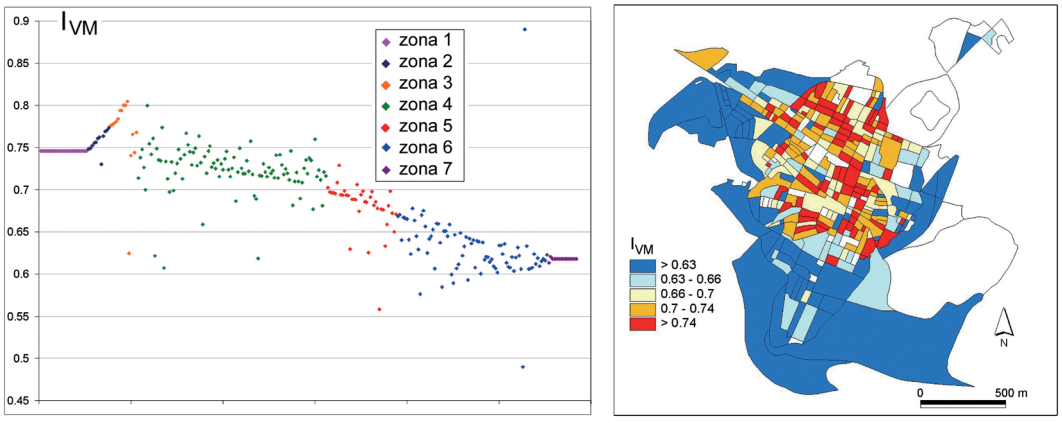


Fig. 2 – a) Indice medio di vulnerabilità I_{VM} per ogni sezione di censimento in funzione delle zone omogenee; b) mappa dell'indice medio di vulnerabilità I_{VM}.

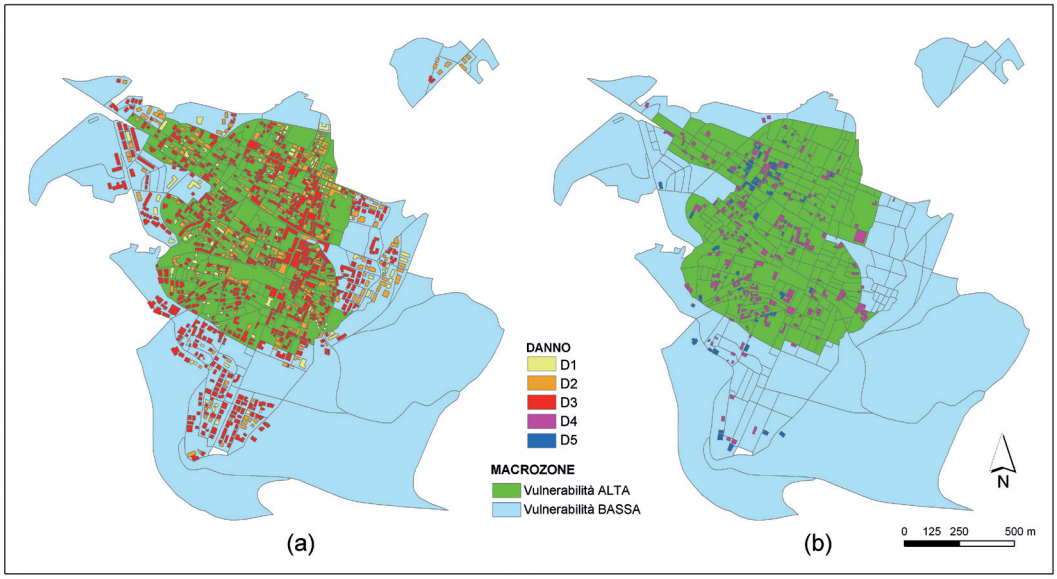


Fig. 3 – a) Edifici con danno di grado D1, D2, D3 per zone a vulnerabilità omogenea; b) edifici con danno grave (D4) o collassati (D5) per zone a vulnerabilità omogenea.

Rivedendo la distribuzione del danno in funzione di questa nuova zonazione si nota che il danneggiamento di grado D1, D2, D3 è distribuito in maniera abbastanza uniforme in tutta l'area considerata (Fig. 3a), mentre gli edifici gravemente danneggiati (D4) o collassati (D5) sono per la maggior parte localizzati nella zona centrale (area verde in Fig. 3b) a conferma della sua maggior vulnerabilità. Inaspettatamente si registrano casi non trascurabili di livello di danneggiamento D4 e D5 anche nella parte di territorio più recentemente edificata a sud del centro storico, con edifici teoricamente a minore vulnerabilità (Tertulliani et al., 2012). La maggior suscettibilità al danneggiamento di questi edifici potrebbe essere interpretata come effetto di amplificazioni di sito (Tertulliani *et al*., 2011).

Conclusioni. La disponibilità di un dettagliato rilevamento macrosismico per tutti gli edifici del centro storico de L'Aquila ha permesso di verificare l'attendibilità dei metodi macrosismici di stima del danno maggiormente diffusi. Da una prima indagine effettuata non risulta che queste metodologie siano state ancora validate su un'area campione così vasta.

Il metodo BGL sottostima la distribuzione del danno rilevato, con concentrazione di edifici danneggiati nelle classi D1 e D2. Il metodo QuakeIST tende invece a fornire stime di danno maggiori con prevalenza di edifici in classe D4 e D5 e approssima meglio la stima di edifici con grado medio di danno (D3).

E' stata infine analizzata la distribuzione geografica della vulnerabilità degli edifici, sia quella osservata, sia quella calcolata dai dati del censimento ISTAT. E' stato possibile in questo modo individuare alcune aree del centro omogenee dal punto di vista delle tipologie edilizie e caratterizzate da indici di vulnerabilità medi congruenti. A parità di intensità macrosismica, il confronto della distribuzione dei danni rispetto alle zone a vulnerabilità omogenea ha messo in luce anomalie che potrebbero essere imputabili a effetti di amplificazione locale.

Bibliografia

Benedetti D, Petrini V.; 1984: *On seismic vulnerability of masonry buildings, proposal of an evaluation procedure*, L'industria delle costruzioni, 18, pp. 66.78

Bernardini A., Salmaso L. and Solari A.; 2008: *Statistical evaluation of vulnerability and expected seismic damage of residential buildings in the Veneto-Friuli area (NE Italy)*, Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 49, 3-4, pp. 427-446.

Bernardini, A., Giovinazzi S., Lagomarsino, S. and Parodi, S.; 2007: *The vulnerability assessment of current buildings by a macroseismic approach derived from the EMS-98 scale*. 3º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Girona, 8-11 Mayo 2007, Spain.

Giovinazzi, S. and Lagomarsino, S.; 2003: *Seismic risk analysis: a method for the vulnerability assessment of built-up areas*. Proceedings European Safety & Reliability Conference, Maastricht, 16.

Giovinazzi, S. and Lagomarsino, S.; 2004: *Esposizione e vulnerabilità del costruito in provincia di Imperia*, Atti del Convegno Nazionale "Rischio sismico, territorio e centri storici", Sanremo, pp. 321-332.

Grünthal G. (Ed.); 1998: *European Macroseismic Scale 1998 EMS-98*. European Seismological Commission, Luxembourg, 99pp.

ISTAT; 1991: *13° censimento generale della popolazione, 1991*. Dati sulle caratteristiche strutturale della popolazione e delle abitazioni. Roma.

Lagomarsino S. and Giovinazzi S.; 2006: *Macroseismic and mechanical models for the vulnerability and damage assessment of current buildings*, Bull Earthquake Eng., Vol. 4, pp. 415–443.

Lantada N., Irizarry J., Barbat A. H., Goula X., Roca A., Susagna T. and Pujades L. G.; 2010: *Seismic hazard and risk scenarios for Barcelona, Spain, using the Risk-UE vulnerability index method*, Bull. Earth. Eng., 8, 2, pp. 201-229

Mota De Sá F., Ferreira M.A., Oliveira C.S.; 2014: *QuakeIST® earthquake scenario simulator*, Proceedings of 2ECEES, Istanbul, Turkey, 24-29 August.

Meroni F., Petrini V. and Zonno G.; 2000: *Distribuzione nazionale della vulnerabilità media comunale*. In: A. Bernardini, (A cura di), La vulnerabilità degli edifici: valutazione a scala nazionale della Vulnerabilità sismica degli Edifici ordinari, GNDT-CNR, Roma, Maggio 2000, pp. 105-131 + n. 4 mappe allegate e CD-ROM.

Meroni F., Pessina V. and Bernardini A.; 2008: *Damage risk and scenarios in the Veneto - Friuli area*, Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 49, 3-4, pp. 485-503.

Meroni F., Pessina V., Bernardini A., Valluzzi M. and D'Ayala D.; 2008: *Damage scenarios in the Vittorio Veneto town center*, Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 49, 3-4, pp. 505-512.

Mouroux P. and Le Brun B.; 2006: Risk-Ue Project: *An Advanced Approach to Earthquake Risk Scenarios With Application to Different European Towns*, in Assessing and Managing Earthquake Risk, 2, pp. 479-508.

Syner-G project; 2012: *Systemic Seismic vulnerability and risk analysis for buildings, lifeline networks and infrastructures safety gain*. European Research Project funded by FP7. Web site http:// http://www.vce.at/SYNER-G/

Spence R. (Eds.); 2007: *Earthquake Disaster Scenario Prediction and Loss Modelling for Urban Areas*. LessLoss Report No 7, ISBN 978-88-6198-011-2, pp. 165. http://elsa.jrc.ec.europa.eu/events.php?id=4

Tertulliani A., Arcoraci L., Berardi M., Bernardini F., Camassi R., Castellano C., Del Mese S., Ercolani E., Graziani L., Leschiutta I., Rossi A. and Vecchi M.; 2011: *An application of EMS98 in a medium-sized city: The case of L'Aquila (Central Italy) after the April 6, 2009 Mw 6.3 earthquake*, Bull. Earthq. Eng. 9, 67–80, doi 10.1007/s10518-010-9188-4.

Tertulliani A., Leschiutta I., Bordoni P. and Milana G.; 2012: *Damage Distribution in L'Aquila City (Central Italy) during the 6 April 2009 Earthquake*. Bull. Seismol. Soc. Am., 102, 4, pp. 1543–1553, doi: 10.1785/0120110205

UPStrat-MAFA; 2012: *Urban disaster prevention strategies using macroseismic fields and fault sources*. EC Project Num. 230301/2011/613486/SUB/A5), DG ECHO Unit A5. Web site http://upstrat-mafa.ov.ingv.it/UPStrat/.

Zonno G., Oliveira C. S., Ferreira M. A., Musacchio G., Meroni F., Mota-de-Sá F.and Neves F.; 2010: *Assessing seismic damage through stochastic simulation of ground shaking: the case of the 1998 Faial Earthquake (Azores Islands)*. Surv. Geophys., 31, 3, pp. 361-381, DOI 10.1007/s10712-009-9091-1.

Zonno G., Meroni F., D'Amico S., Tuvè T., Azzaro R., Oliveira C.S., Ferreira M.A., Mota De Sa' F., Brambilla C., Rotondi R. And Varini E.; 2014: *On assessing importance of components in dysfunction urban systems given an earthquake: the case of Mt Etna region*, Proceedings of 2ECEES, Istanbul, Turkey, 24-29 August.

APPLICATION OF THE "PRESTO" EARTHQUAKE EARLY WARNING (EEW) AND ALERT MANAGEMENT SYSTEM IN NORTH-EASTERN ITALY, SLOVENIA AND AUSTRIA: EXPERIENCE WITH THE CE³R NETWORK

M. Picozzi[1], L. Elia[1], D. Pesaresi[2], A. Gosar[3], W. Lenhardt[4], M. Mucciarelli[2], M. Živčić[3], A. Zollo[1]
[1] AMRA-Università di Napoli, Napoli, Italy
[2] Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy
[3] ARSO, Ljubljana, Slovenia
[4] ZAMG, Vienna, Austria

Introduction. Aiming at the seismic risk mitigation in the eastern sector of the Alps, since 2002 OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) in Udine (Italy), the Agencija Republike Slovenije za Okolje (ARSO) in Ljubljana (Slovenia) and the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) in Vienna (Austria) are collecting, analyzing, archiving and exchanging seismic data in real time. The data exchange has proved to be effective and very useful in case of seismic events at the borders between Italy, Austria and Slovenia, where the poor coverage of individual national seismic networks precluded a precise earthquake location, while the usage of common data from the integrated networks improves significantly the overall capability of real time event detection and rapid characterization in this area.

Recently, in order to extend the seismic monitoring in north-eastern Italy, Slovenia and southern Austria towards earthquake early warning applications, OGS, ARSO and ZAMG teamed with the RISSCLab group (http://www.rissclab.unina.it/) of the Department of Physics at the University of Naples Federico II in Italy. As shown by Allen *et al*. (2009) and Hoshiba (2013), when accompanied by appropriate training and preparedness of the population, Earthquake Early Warning Systems (EEWS) are effective and viable tools for the real-time seismic risk mitigation in metropolitan areas. The collaboration focuses on massive testing on OGS, ARSO and ZAMG data of the EEW platform PRESTo (Probabilistic and Evolutionary early warning SysTem) developed by RISSC-Lab (http://www.prestoews.org/). PRESTo is a stand-alone software system that processes live accelerometric streams from the stations of a seismic network to promptly provide probabilistic and evolutionary estimates of location and magnitude of detected earthquakes while they are occurring, as well as shaking prediction at the regional scale (Satriano *et al*., 2010). In order to analyse its performance in different seismic hazard context and seismic networks of varying extension, PRESTo is currently operating in several seismological centres (e.g., the ISNet network in southern Apennines; KIGAM in South-Korea; Kandilli in Istanbul; NIEP in Romania).

Since the beginning of 2014, PRESTo is also running on OGS, ARSO and ZAMG data, by collecting and analysing in real-time the data streams from 20 stations (Fig. 1).

In the following, we first briefly summarize the characteristics of EEWS and PRESTo. Then, we present the CE³RN project and we describe the set-up of PRESTo in the transnational area including North-East Italy, Slovenia and Austria. Therefore, we present the results of a test carried out by playing-back the waveforms of the strong motion data of the Mw 6.5, 1976 Friuli Earthquake. Finally, we report on the performance of the EEW system during this preliminary testing phase.

Earthquake early warning systems and PRESTo. Typically EEWS follow two basic approaches: "regional" (or network based), and "on-site" warning. Regional EEWS are based on the use of a seismic network located near to one or more expected epicentral areas, whose aim is to detect and locate an earthquake, and to determine its magnitude from the analysis of the first few seconds of the arriving P-waves at more stations (Satriano *et al*., 2010). On the other hand, on-site EEWS are based on seismic sensors directly at the target site and exploit only the information carried by the faster early P-waves to infer the larger shaking related to the incoming S and surface waves.

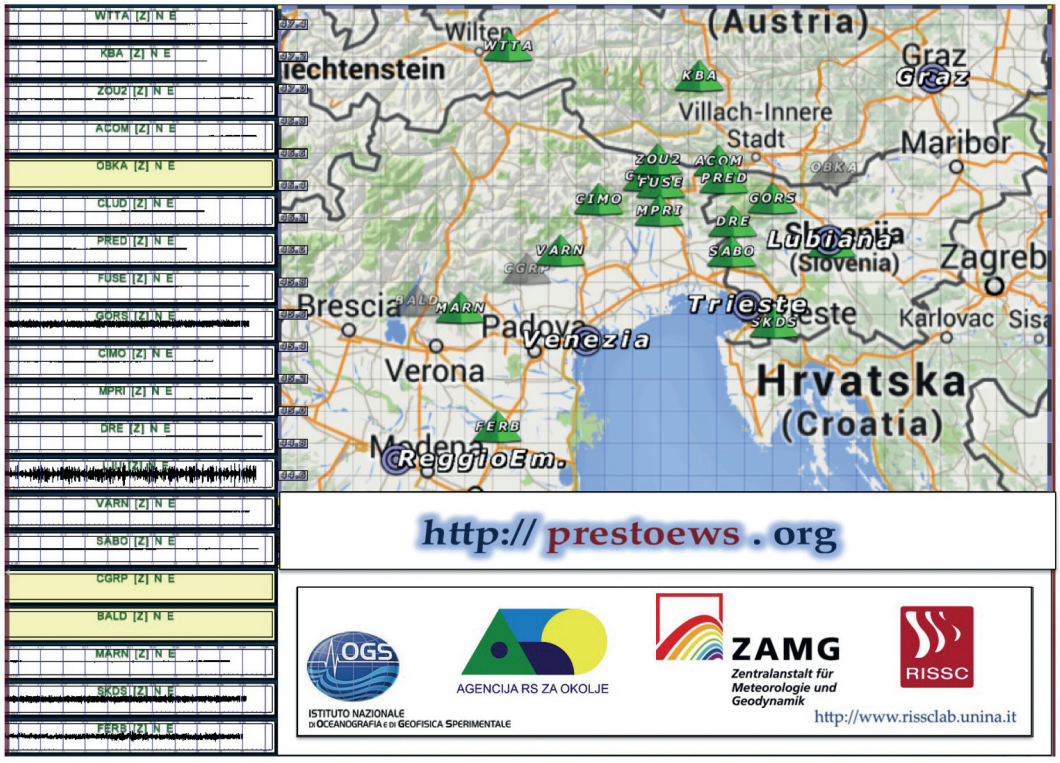


Fig. 1 – The PRESTo stations.

The key parameter for any EEWS is the "lead-time", which is the time available for protecting measures at distant targets once an earthquake has been promptly detected and characterized, and an alarm is issued. The lead-time for regional EEWS is defined as the travel-time difference between the P-waves recorded in the source area and the arrival of first S-waves at the target site, after accounting for the necessary computation and data transmission times. In on-site EEWS the lead-time is equal to the difference in P- and S-wave arrival times at the target itself.

Recently Zollo *et al*. (2010) demonstrated that the two approaches can be profitably integrated within an integrated system that allows the early estimation of the Potential Damage Zone (PDZ) associated to an event. Clearly, the integration of regional and on-site approaches results particularly useful whenever target sites are threatened by more than one seismic source areas, and these latter are placed at variable distances from the target sites. An exhaustive review of the concepts, methods, and physical basis of EEWS has been presented by Satriano *et al*. (2010).

PRESTo continually processes real-time streams of three-component acceleration data detecting P-waves arrival, and following the idea proposed by Zollo *et al*. (2010) implements both regional and on-site approaches. Alarm messages containing the evolutionary estimates of source and ground motion at target parameters, with associated uncertainties, are sent via internet and can thus reach also distant vulnerable infrastructures before the destructive waves, enabling the initiation of automatic safety procedures.

Since 2009 PRESTo is under real-time experimentation in Southern Italy on the data streams of the Irpinia Seismic Network (ISNet). Real-time testing is also underway in South Korea on the KIGAM network (Korean Institute of Geoscience and Mineral Resources), in Romania on RoNet - Romanian Seismic Network (National Institute of Research and Development for Earth Physics), and in the Marmara region (Turkey) on the KOERI network (Kandilli

Observatory and Earthquake Research Institute). Moreover, a feasibility study of a nation-wide Early Warning System in Italy using the National Accelerometric Network (RAN) and PRESTo is in progress.

The CE³RN project. The region of the Central and Eastern Europe is an area characterised by a relatively high seismicity. The active seismogenic structures and the related potentially destructive events are located in the proximity of the political boundaries between several countries existing in the area. An example is the seismic region between the NE Italy (Friuli-Venezia Giulia, Trentino-Alto Adige and Veneto), Austria (Tyrol, Carinthia) and Slovenia. When a destructive earthquake occurs in this area, all the three countries are involved. In 2001 OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) in Italy, the Agencija Republike Slovenije za Okolje (ARSO) in Slovenia, the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) in Austria and the Università di Trieste (UniTS), signed an agreement for the real-time seismological data exchange in the South-eastern Alps region. Soon after the Interreg IIIa Italia-Austria "Trans-National Seismological Networks in the South-Eastern Alps" and "FASTLINK" projects started. The main goal of these projects was the creation of a transfrontier network for the common seismic monitoring of the region for scientific and civil defence purposes. During these years the high quality data recorded by the transfrontier network has been used by the involved institutions for their scientific research, for institutional activities and for civil defence services. Several common international projects have been realized with success (Pesaresi *et al*., 2014). The instrumentation has been continuously upgraded, the installations quality improved as well as the data transmission efficiency.

In 2014 OGS, ARSO, ZAMG and UniTS signed a Memorandum of Understanding naming the cooperative network "Central and Eastern European Earthquake Research Network – CE³RN" (Bragato *et al*., 2014).

Starting from 2001, CE³RN represents an excellent example of international high quality research infrastructure and the starting point for the enlargement of the transfrontier network to all countries and their seismological institutions of the Central and Eastern Europe region. Furthermore, one of the main goals of CE³RN is to intensify the cooperation between these institutions through common research activities and preparation of common international projects. At the moment (2014) discussions are undergoing to include in the CE³RN partnership also Croatia.

Since the beginning of 2014, PRESTo is under experimentation in the transnational area including NE Italy, Slovenia and Austria. For this purpose, a dedicated SeisComP server at OGS CRS data centre in Udine collects data of 20 accelerometric stations (Fig. 1) and sends them to the RISSCLab in Napoli, where a dedicated PRESTo system performs the real-time analyses. After an initial period during which we tested different set-ups of the system parameters, since end of March 2014 we are experimenting: the velocity model used for routine earthquake analysis and bulletin production at OGS (OGS, 1995-2013); a minimum number of five stations required to trigger within twelve seconds for the event declaration; the coefficients of the empirical correlation laws between the peak displacement (Pd) measured on short time windows of P-waves and the earthquake magnitude (M) estimated by Lancieri and Zollo (2008); and the Akkar and Bommer (2007) ground motion prediction equation.

EEWS performance for the 1976 Friuli earthquake. One of the first tests that we carried out was devoted to verify what could have been the performance of PRESTo in the case of the 1976, Mw 6.5, Friuli earthquake in north-eastern Italy. To this aim, we ran a playback of this earthquake using the historical recordings downloaded by ITACA 2.0 (Luzi *et al*., 2008; Pacor *et al*., 2011). The playback was run considering the network geometry of 1976, and pretending that at that time the hardware and the management software necessary for the real-time data streaming to the OGS's seismological centre of Udine were already existing.

Fig. 2 shows a snapshot of the first event detection and characterization provided by PRESTo at the instant when three stations have triggered and the first alert is issued. However, only for

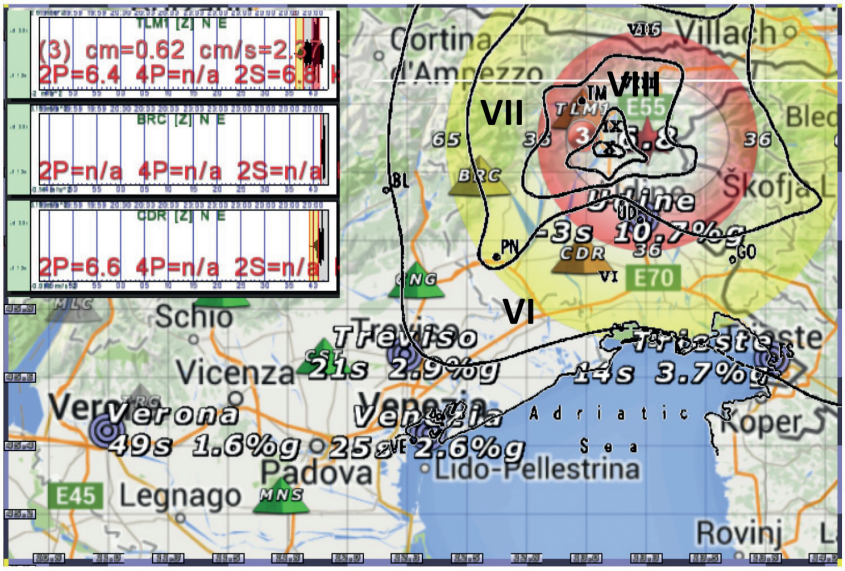


Fig. 2 – PRESTo detection of the Friuli May 6, 1976 earthquake and macroseismic field according to Giorgetti (1976).

two stations, which were closer to the epicentre, the 2 seconds P-wave window necessary to estimate the magnitude is available. Hence, the first magnitude estimate is at this very initial stage of the analysis constrained only by two stations and has a value of M_L 6.8, already very close to the final value of Mw 6.5 from authoritative catalogue. Given the stations density available at that time, we estimated a blind-zone (i.e. the region where no lead-time is available and no safety actions can be undertaken) of 36 km. Despite in a such condition the municipalities affected by the most severe damage level could not have been alerted, the comparison with the macroseismic field estimated by Giorgetti (1976) shows that some of the municipalities in the area of intensity VII and most of those in the area of intensity VI could have been potentially received an alert (Fig. 2). For instance, the city of Pordenone (falling in the area of intensity VII and located at about 65 km from the epicentre) could have had a lead-time of about 9 seconds. Considering the network geometry existing nowadays, we estimated that for an event having the same epicentre of the 1976 one, the blind zone could decrease to about 22 km. In the case of Pordenone, the lead-time might increase to about 13 seconds, which could assist users to take protective measures reducing the risk of injuries and minimizing the damage.

Performance of the real-time EEWS. Since the end of May 2014, that is to say when a sTab. configuration of the EEWS was found, PRESTo detected in real-time 12 earthquakes (Tab. 1), of which 10 correctly characterized (i.e. early warning magnitude falling within the +/- 0.5 interval around the true magnitude), while 2 were false events. Concerning these latter, they occurred in a sector of the network with lower stations density. In these cases, we observed that the most isolated stations among those that have first triggered did not pass the binding criteria and were excluded by following analysis when the event was declared on other stations. This led the event to be mislocated and the magnitude overestimated.

On the contrary, the EEW system showed a good performance whenever the earthquakes occurred in areas with high stations density, which corresponds to higher seismic areas. For example, Fig. 3 shows the first event correctly detected and characterized by PRESTo (i.e. a ML 3.8 occurred on May 29, 2014 in Slovenia). In this case, both location and magnitude early warning estimations are in very good agreement with those from the authoritative bulletin. It is worth noting, these information are released by the EEW system after only 10 s after the first P-wave arrival detected at the station coded DRE (Fig. 3).

Tab. 1 - Earthquake detected by PRESTo at CE3RN during the period from May to September 2014.

Date and Time (UTC)	$ML_{BULL.}$	ML_{EW}
2014-05-29 07:24:18.63	3.8	3.5
2014-06-02 02:15:03.02	2.0	2.0
2014-06-19 11:26:21.40	2.6	2.8
2014-06-24 22:43:25.39	2.7	2.8
2014-06-29 18:39:32.15	2.1	1.9
2014-07-05 15:01:14.57	1.7	1.8
2014-07-05 15:47:05.50	1.6	1.7
2014-07-07 10:50:38.87	2.8	3.1
2014-07-25 06:32:00.58	1.9	1.6
2014-08-08 12:14:16.38	2.6	3.1
2014-09-12 15:50:52.85	2.2	2.0
2014-09-12 15:53:45.06	2.0	2.0

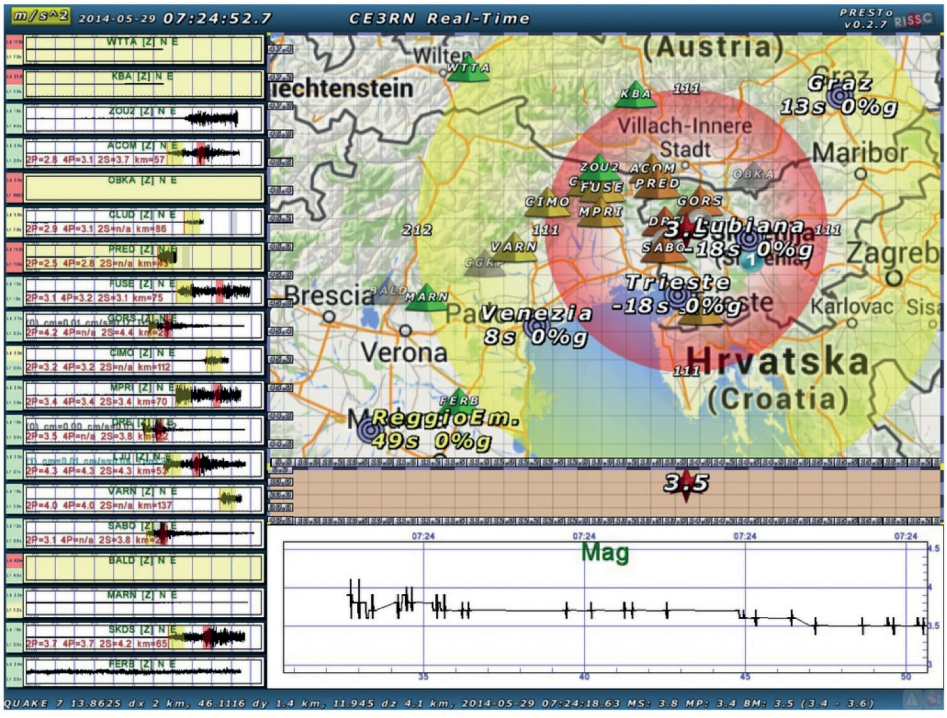


Fig. 3 – PRESTo detection of the Slovenia May 29, 2014 earthquake.

Conclusions. This work presents the preliminary results of a feasibility study carried out with the EEW platform PRESTo in the high seismic hazard region including north-eastern Italy, Slovenia and Austria, where the 1976 Friuli earthquake occurred.

Results from the offline analysis with PRESTo of recordings from the 1976 Friuli Earthquake indicate that, despite the network geometry at that time was rather poor, also at that time the EEWS could have been potentially very useful. Indeed, we estimated that the blind-zone could

have been in the order of 36 km, and that those municipalities located within the intensity VI and VII areas could have potentially benefit of an alert. Interestingly, we also found that, in the case of an event having similar epicentre to the 1976 Friuli earthquake, the performance of the EEWS would considerably improve considering the actual CE^{3}R Network configuration. For instance, the city of Pordenone, which is about 65 km distant from the 1976 epicentre, had about 9 seconds of lead-time in the 1976, while could potentially benefit of about 13 s today, thanks to the higher stations density of the CE^{3}RN.

During the period May-September 2014, PRESTo detected in real-time 12 earthquakes in the magnitude range 1.7 to 3.5, of which 10 were correctly detected, while 2 resulted false events. Despite the testing period being still too short to come up with definitive conclusions, it seems that the EEWS given by the integration of PRESTo and CE^{3}RN is efficient with respect to earthquakes that occur nearby the area with higher stations density.

This testing period of the system was carried out primarily with the goal of highlighting the existence of weak points (both in the hardware, and in the network management and analysis software), as for instance we have identified the problem of using simple time based binding criteria with the network at variable stations density. Indeed, besides the specific characteristics of an EEW algorithm, the performance of an EEW system strongly depends also on technological issues, like for instance the efficiency of the data telemetry and the seismic noise level at the stations. Therefore, especially these latter two aspects will be studied in the next tests of the EEWS. Of course, the realization of the EEWS in the area monitored by CE^{3}RN will be accompanied by an extensive activity of communication and training, specifically tailored for the different stakeholders.

References

Akkar S. and Bommer J. J.; 2007: *Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strong-motions records from Europe and the Middle East*. Bull Seism Soc Am, **97(2)**, 511–530.

Bragato P. L., Costa G., Gallo A., Gosar A., Horn N., Lenhardt W., Mucciarelli M., Pesaresi D., Steiner R., Suhadolc P., Tiberi L., Živčić M. and Zoppé G.; 2014: *The Central and Eastern European Earthquake Research Network - CE^{3}RN*. EGU General Assembly 2014, Vienna, Austria, 27 April – 02 May 2014.

Carulli G. B. and Slejko D.; 2005: *The 1976 Friuli (NE Italy) earthquake*. Giornale di Geologia Applicata, **1**, 147-156.

Giorgetti F.; 1976: *Isoseismal map of the May 6, 1976 Friuli earthquake*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **19(72)**, 707-714.

Lancieri M. and Zollo A.; 2008: *Bayesian approach to the real-time estimation of magnitude from the early P and S wave displacement peaks*. J. Geophys. Res., **113(B12)**, DOI 10.1029/2007JB005386.

Luzi L., Hailemikael S., Bindi D., Pacor F., Mele F. and Sabetta F.; 2008: *ITACA (ITalian ACcelerometric Archive): a web portal for the dissemination of Italian strong-motion data*. Seismolog. Res. Lett., **79(5)**, 716-722

OGS; 1995–2013: *Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli–Venezia Giulia e del Veneto*, OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale), Centro di Ricerche Sismologiche, Udine, Italy.

Pacor F., Paolucci R., Ameri G., Massa M. and Puglia R.; 2011: *Italian strong motion records in ITACA: overview and record processing*. Bull. Earthquake Eng., **9(6)**, 1741-1759, DOI 10.1007/s10518-011-9295-x.

Pesaresi D., Lenhardt W., Rauch M., Živčić M., Steiner R., Fabris P. and Bertoni, M.; 2014: *The Interreg IV Italia-Austria "SeismoSAT" project: connecting seismic data centres via satellite*, Adv. Geosci., **36**, 57-60, DOI 10.5194/adgeo-36-57-2014.

Satriano C., Elia L., Martino C., Lancieri M., Zollo A. and Iannaccone G.; 2010: *PRESTo, the earthquake early warning system for Southern Italy: concepts, capabilities and future perspectives*. Soil. Dyn. Earthq. Eng., **31(2)**, 137-153, DOI 10.1016/j.soildyn.2010.06.008.

Zollo A., Amoroso O., Lancieri M., Wu Y. M. and Kanamori H.; 2010: *A threshold-based earthquake early warning using dense accelerometer networks*. Geophys. J. Int., **183**, 963-974, DOI 10.1111/j.1365-246X.2010.04765.x.

ANALISI DELLA CONDIZIONE LIMITE PER L'EMERGENZA (CLE): CONSIDERAZIONI PRELIMINARI SUI DATI RACCOLTI

F. Bramerini[1], S. Castenetto[1], C. Conte[2], G. Naso[1]
[1] *Dipartimento della Protezione Civile, Roma*
[2] *ReLuis*

Introduzione. Nell'ambito del fondo per la prevenzione del rischio sismico istituito con l'articolo 11 della legge n. 77 del 24 giugno 2009, ripartito in sette annualità, una delle attività previste è costituita dall'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE), che ha l'obiettivo di verificare l'esistenza e la funzionalità del sistema di gestione dell'emergenza (Bramerini *et al*., 2013).

L'analisi della CLE è uno strumento finalizzato all'integrazione degli interventi sul territorio per la mitigazione del rischio sismico a scala comunale e riguarda l'attività di verifica dei sistemi di gestione dell'emergenza, intesi come insiemi di elementi fisici (edifici strategici, aree di emergenza infrastrutture di connessione e accessibilità).

Tra le diverse condizioni limite definibili per gli insediamenti urbani, la CLE corrisponde a quella condizione per cui, a seguito di un evento sismico, l'insediamento urbano nel suo complesso subisce danni fisici e funzionali tali da condurre all'interruzione di quasi tutte le funzioni urbane presenti, compresa la residenza. L'insediamento urbano conserva comunque la funzionalità della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza e la loro connessione ed accessibilità rispetto al contesto territoriale.

L'analisi della CLE viene realizzata congiuntamente o a seguito degli studi di Microzonazione Sismica (MS) (Gruppo di Lavoro MS, 2008) e, come per questi ultimi, devono essere seguite modalità di rilevamento e archiviazione secondo specifici Standard (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2014a).

Per l'analisi della CLE di un insediamento è indispensabile innanzitutto identificare:

- le strutture finalizzate alla gestione dell'emergenza;
- il sistema di interconnessione fra tali strutture e il sistema di accessibilità rispetto al contesto territoriale.

L'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE). Obiettivo dell'analisi della CLE è di avere il quadro generale di funzionamento dell'insediamento urbano per la gestione dell'emergenza sismica, anche in relazione al contesto territoriale.

In funzione di tale obiettivo, sia per le strutture finalizzate alla gestione dell'emergenza sia per il sistema di interconnessione e accessibilità, è necessario acquisire le informazioni minime indispensabili per la loro valutazione. A tal fine sono state predisposte 5 schede specifiche di rilevamento (Edifici Strategici ES, Aree di Emergenza AE, infrastrutture di Accessibilità/ Connessione AC, Aggregati Strutturali AS, Unità Strutturali US), approvate dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica (CT) ed emanate con decreto del Capo Dipartimento della protezione civile. Un apposito software in libera distribuzione (SoftCLE) facilita le attività di inserimento dati ed è stato predisposto uno specifico manuale di supporto ai rilevatori (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2014b).

Le schede così predisposte implicitamente verificano tale sistema di gestione dell'emergenza, nell'accezione sopra esplicitata, sostanzialmente basato sull'identificazione di manufatti con diversi ruoli: da una parte l'espletamento di funzioni di gestione (le funzioni strategiche), dall'altra l'accessibilità generale al sistema fisico dove sono espletate tali funzioni.

Le schede sono strutturate in maniera tale da costituire un primo livello conoscitivo (livello 1) del sistema, in cui rientrano alcune conoscenze di base prevalentemente di tipo qualitativo. Per ogni tipo di scheda vengono raccolte informazioni generali, dati di esposizione, di vulnerabilità e dati in cui si considera il rapporto con la morfologia del terreno e con la microzonazione sismica. In altri termini vengono rilevati dati ritenuti fondamentali per un primo approccio valutativo in termini di rischio.

Dalla lettura delle schede si evince che il campo di rilevamento informativo è limitato alle caratteristiche fisiche e di uso dei manufatti, escludendo informazioni riguardanti il modello organizzativo e le componenti funzionali di servizio (impianti di vario tipo) e di approvvigionamento.

Oltre alle schede, la cartografia costituisce il supporto di base per effettuare l'analisi della CLE. Vengono rilevate le caratteristiche principali, le relazioni nello specifico insediamento considerato, identificando, inoltre, i principali fattori di criticità potenziale che possono influire sulle prestazioni. Tutte le informazioni rilevate attraverso le schede costituiscono la base conoscitiva minima per effettuare valutazioni del sistema di emergenza, nonché dei possibili percorsi di approfondimento e "diagnosi" finalizzate al miglioramento del sistema stesso.

L'analisi della CLE deve essere intesa come strumento di "verifica" di alcuni elementi fisici del sistema di gestione dell'emergenza già individuato nel piano di protezione civile e non può in alcun modo essere sostitutiva del piano stesso, in particolar modo nell'individuazione dei siti e delle strutture strategiche di gestione delle emergenze.

In tal senso, nel processo di individuazione del sistema di gestione dell'emergenza, l'esecuzione dell'analisi della CLE e il relativo recepimento in termini urbanistici, possono essere fasi di un iter virtuoso che l'amministrazione comunale adotta nell'ambito delle attività tecniche e di protezione civile di propria competenza.

Ove non fosse disponibile un piano di protezione civile comunale o provinciale, o altro elaborato prodotto per fini di protezione civile (piani stralcio o speditivi di protezione civile), deve essere avviata dall'amministrazione comunale una contestuale attività di pianificazione tenendo conto dei molteplici fattori che condizionano scelte proprie del processo pianificatorio.

Come noto, tale attività deve prevedere l'individuazione degli elementi necessari alla gestione dell'emergenza, tenendo conto non solo delle caratteristiche fisiche e strutturali degli stessi, ma anche delle molteplici caratteristiche funzionali che garantiscono l'efficacia della gestione delle emergenze. Tutto ciò attraverso un processo di condivisione e partecipazione nelle attività di pianificazione dell'emergenza tra i soggetti istituzionali e gli altri soggetti coinvolti a livello territoriale.

L'OPCM 4007, ordinanza che introduce l'analisi della CLE, prevede che le Regioni recepiscano nella pianificazione quanto ottenuto attraverso l'analisi della CLE, così come sono stati recepiti gli studi di MS in attuazione di quanto previsto nella precedente OPCM 3907.

In linea generale tali recepimenti non dovrebbero costituire un impatto rilevante nella pianificazione generale e soprattutto in quella di emergenza. Infatti, poiché presupposto dell'analisi della CLE è il sostanziale rilevamento di quanto già definito in tali piani (edifici strategici e aree di emergenza), il successivo recepimento può costituire una mera condizione tautologica. Ove l'analisi della CLE portasse alla luce eventuali incongruenze nelle scelte effettuate nella pianificazione potranno essere valutate dall'Amministrazione competente eventuali azioni conseguenti (ad esempio: nuove indicazioni di piano, priorità di intervento, normative e indicazioni specifiche su usi e trasformazioni ammissibili).

La valutazione del sistema di gestione dell'emergenza, e cioè l'attività conseguente all'analisi della CLE, consentirà di esprimere un giudizio basato sul confronto tra lo stato attuale e le prestazioni richieste al sistema nel suo complesso (attraverso valutazioni riferibili a singoli elementi, alle loro relazioni con il contesto urbanistico e alle condizioni di criticità). La valutazione della "distanza" tra condizione rilevata del sistema di emergenza e condizione di progetto prevista attraverso il piano, rappresenta l'obiettivo finale dell'analisi proposta e presuppone anche valutazioni di tipo sistemico (attraverso cui valutare se la crisi di un elemento conduce o meno alla crisi dell'intero sistema).

Le attività previste vengono attuate attraverso programmi delle Regioni, a ciascuna delle quali è stata assegnata un'aliquota del fondo complessivo, proporzionale al rischio sismico dell'ambito territoriale, così come calcolato a partire anche dagli studi dei centri di competenza del Dipartimento della Protezione Civile.

Il supporto e il monitoraggio, a livello nazionale, per gli studi di MS e per l'analisi della CLE, sono garantiti dalla Commissione tecnica prevista dall'OPCM 3907/10 (art. 5) e istituita con DPCM del 21 aprile 2011.

Relativamente allo stato di attuazione delle attività finanziate, sono state consegnate circa 120 analisi della CLE finanziate con i fondi dell'annualità l'annualità 2011 (OPCM 4007/12). Quasi tutte le Regioni hanno presentato il programma di utilizzo dei fondi e, ad oggi, sono previste 369 analisi della CLE. Infine, molte Regioni hanno già approvato e trasmesso ufficialmente il programma di attività che sarà finanziato con i fondi dell'annualità 2012 (OCDPC 52/13): circa 638 studi di microzonazione sismica e 677 analisi della CLE.

Statistiche sui dati raccolti. La CT ha validato fino ad oggi 50 analisi della CLE e vengono qui presentate alcune elaborazioni statistiche.

Considerando la pericolosità sismica di base (espressa dalla classificazione sismica: zone Z1-Z4), il 45% dei comuni italiani ricade in Z3, il 29% in Z2 e il 19% in Z4. In Z1, a più elevata pericolosità, ricade solo il 7% dei comuni italiani. Il campione analizzato è distribuito fra tre classi di popolazione, che definiscono l'ordine dimensionale dei comuni (soglie di popolazione di 5.000 e 10.000 abitanti). La maggior parte dei comuni è concentrata in Z2 e non compaiono comuni in Z1 (Tab. 1). I 50 comuni con le analisi della CLE sono distribuiti in 6 Regioni del nord (Fig.1).

Tab. 1 - Comuni per classi di popolazione e zone sismiche.

Classe di popolazione	Comuni per zone sismiche					Comuni per zone sismiche con CLE				
	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop ≤5.000	5683	594	1421	1251	2417	19	-	14	10	-
5.000<Pop ≤10.000	1192	69	358	379	386	12	-	8	3	1
Pop > 10.000	1217	42	420	406	349	19	-	11	8	-
	8092	705	2199	2036	3152	50	-	33	21	1

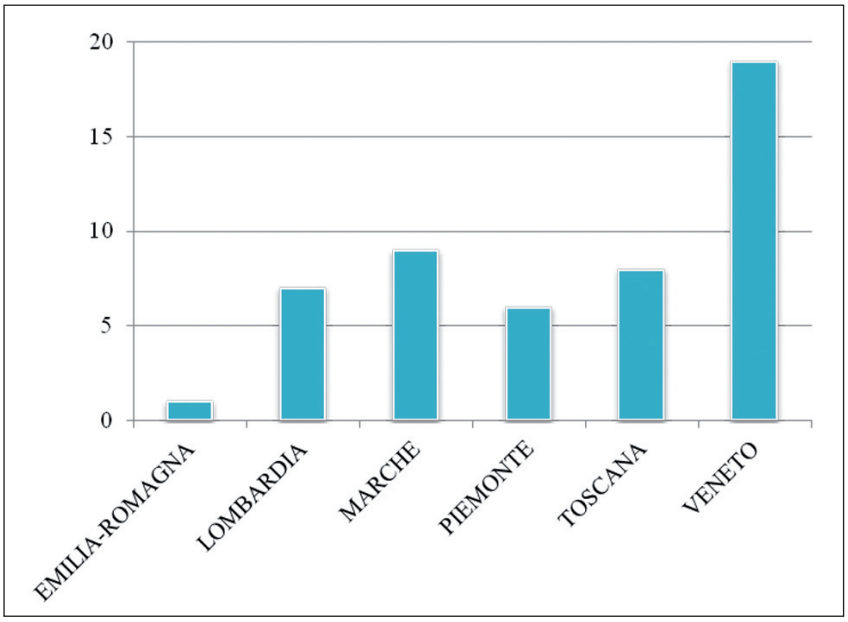


Fig. 1 – Distribuzione delle analisi della CLE per Regione.

Al 2011 metà della popolazione (41 milioni di abitanti circa) vive in comuni con oltre 10.000 abitanti e i restanti 18 milioni circa in comuni con meno di 10.000 abitanti (Tab. 2). La popolazione dei comuni esaminati è meno di un milione ed è prevalentemente concentrata in comuni con popolazione maggiore di 10.000 abitanti in Z2. Fra i comuni a media e grande dimensione sono compresi Ferrara, Cuneo, Ancona, Ascoli Piceno, Urbino e Pistoia.

Tab. 2 - Abitanti (in milioni) per classi di popolazione e zone sismiche.

Classe di popolazione	Popolazione per zone sismiche					Popolazione per zone sismiche con CLE				
	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop ≤5.000	10,36	1,09	2,79	2,35	4,12	0,06	-	0,03	0,03	-
5.000<Pop ≤10.000	8,46	0,47	2,54	2,75	2,70	0,09	-	0,06	0,03	0,01
Pop > 10.000	41,81	1,37	16,38	12,81	11,25	0,80	-	0,45	0,35	-
Totale	60,63	2,94	21,71	17,91	18,07	0,95	-	0,54	0,41	0,01

Complessivamente sono state inserite per queste analisi 11.008 schede. La gran parte è costituita da schede AS e US, che rappresentano oltre il 74% delle schede. Le schede AC sono circa il 14% del totale e il restante 11% è costituito da schede ES e AE. Mediamente per ogni aggregato strutturale sono state inserite 5-6 schede di unità strutturali. Nei comuni con popolazione compresa fra 5.000 e 10.000 abitanti questo rapporto scende a 4 circa. Il numero medio di schede ES per comune è 17 (Tab. 3), ma nei comuni oltre 10.000 abitanti tale numero si raddoppia (32,7) e nei piccoli comuni, con abitanti inferiori a 5.000, il numero medio di schede ES è 4,2. Anche per le aree di emergenza si ripropongono questi rapporti: il numero medio di schede AE per comune è 7,6, nei comuni con popolazione superiore a 10.000 abitanti tale numero quasi si raddoppia (12,5) e nei comuni piccoli (popolazione minore di 5.000 abitanti) il numero delle aree di emergenza è mediamente 3,8. Sia per gli edifici strategici che per le aree di emergenza, nei comuni con popolazione compresa fra 5.000 e 10.000 abitanti il numero medio di schede per ES e per AE è intermedio fra i valori dei comuni piccoli (popolazione minore di 5.000 abitanti) e i comuni grandi (popolazione superiore a 10.000 abitanti).

Per quanto riguarda gli edifici interferenti, mediamente sono state compilate 24,5 schede AS e 139,8 US per comune. Per i comuni con popolazione inferiore a 10.000 abitanti, le schede AS sono mediamente comprese fra 14 e 12 e le schede US fra 53 e 72. Mentre per i comuni con popolazione superiore a 10.000 abitanti tali numeri si incrementano decisamente attestandosi su 43 schede AS e 262 US mediamente inserite per comune.

Infine, il rapporto fra schede AC e l'insieme delle schede ES e AE è mediamente 1,3. Ma nel caso dei comuni piccoli tale rapporto aumenta a 2,1.

Questi dati, oltre a restituire un primo quadro sul lavoro svolto per il rilevamento dei singoli elementi utili all'analisi della CLE, definiscono anche l'ordine dimensionale su cui potrebbe essere necessario intervenire al fine di migliorare l'operatività del sistema di gestione dell'emergenza nei comuni.

Tab. 3 - Numero medio di schede per singolo comune, per classi di popolazione.

Classe di popolazione	Comuni con CLE	ES per comune	AE per comune	AC per comune	AS per comune	US per comune	AC/ (ES+AE)
Pop ≤5.000	19	4,2	3,8	16,8	12,9	71,6	2,1
5.000<Pop≤10.000	12	12,3	5,8	22,3	13,6	53,8	1,2
Pop > 10.000	19	32,7	12,5	51,4	43,0	262,3	1,1
Totale	50	17,0	7,6	31,3	24,5	139,8	1,3

Dei 50 comuni analizzati, 12 hanno meno di 3 edifici strategici (Tab. 4) e 20 comuni hanno oltre 10 edifici strategici. Di questi ultimi 6 hanno meno di 10.000 abitanti.

18 comuni hanno meno di 3 aree di emergenza (Tab. 5) e 13 comuni hanno oltre 10 aree di emergenza. Di questi, solo 2 hanno popolazione inferiore ai 10.000 abitanti.

Tab. 4 - Comuni con CLE per classe di popolazione e numero di ES.

Classe di popolazione	Totale Comuni	1-3	4-6	7-10	>10
Pop ≤5.000	19	7	6	5	1
5.000<Pop≤10.000	12	5	1	1	5
Pop > 10.000	19		2	3	14
Totale	50	12	9	9	20

Tab. 5 - Comuni con CLE per classe di popolazione e numero di AE.

Classe di popolazione	Totale Comuni	1-3	4-6	7-10	>10
Pop ≤5.000	19	13	4	2	
5.000<Pop≤10.000	12	4	3	3	2
Pop > 10.000	19	1	3	4	11
Totale	50	18	10	9	13

Le interconnessioni fra edifici strategici e aree di emergenza sono nella gran parte dei casi sempre inferiori ai 10 km (Tab. 6). In 8 comuni, tutti con popolazione superiore ai 10.000 abitanti esistono delle infrastrutture di connessione lunghe oltre 50 km.

Tab. 6 - Comuni con CLE per classe di popolazione ed estensione di AC (km).

Classe di popolazione	Totale Comuni	Estensione Accessibilità (km)			Estensione Connessione (km)		
		1-10	10-50	50-100	1-10	10-50	50-100
Pop ≤5.000	19	16	2	1	16	3	
5.000<Pop≤10.000	12	10	2		4	8	
Pop > 10.000	19	12	6	1	5	6	8
Totale	50	38	10	2	25	17	8

Quasi tutti i comuni presentano AS interferenti. Solo Romano d'Ezzelino (Veneto) e Verolanuova (Lombardia) non ne hanno. 19 comuni su 50 hanno oltre 30 US interferenti e solo 5 comuni ne hanno meno di 5. All'interno della stessa classe di popolazione vi è quasi sempre una distribuzione uniforme del numero di comuni con poche, medie e grandi quantità di interferenze.

Tab. 7 - Comuni con CLE per classi di popolazione, numero di AS interferenti e numero di US interferenti.

Classe di popolazione	Comuni	AS interferenti				US interferenti			
		0-5	6-10	10-30	>30	0-5	6-10	10-30	>30
Pop ≤5.000	19	4	6	7	2		10	4	5
5.000<Pop≤10.000	12	5	2	5		2	6	1	3
Pop > 10.000	19	5	1	5	8	3	4	1	11
Totale	50	14	9	17	10	5	20	6	19

Dall'analisi delle destinazioni d'uso degli edifici strategici (Tabb. 8 e 9) si rileva che circa 3 quarti sono uniformemente distribuiti fra attività collettive civili (28,1% degli edifici strategici), strutture ospedaliere (25,4%) e attività collettive militari (21,1%). I restanti edifici sono prevalentemente costituiti da strutture per l'istruzione (9,6%) e attività per servizi tecnologici a rete (9,2%). Come era facilmente ipotizzabile, nei comuni piccoli la percentuale di edifici in cui si svolgono attività collettive civili (ossia i municipi) sale al 45% e quella relativa alle strutture ospedaliere si abbatte all'8,8%. Da una analisi di dettaglio si evince che quest'ultima percentuale è data da strutture ambulatoriali.

Sempre nei comuni piccoli aumenta invece considerevolmente la percentuale di scuole (26,3%).

Tab. 8 - Edifici strategici per destinazione d'uso e per classe di popolazione (valori assoluti).

Destinazione d'uso	Totale	Pop ≤5.000	5.000<Pop≤10.000	Pop > 10.000
Strutture per l'istruzione	82	21	6	55
Strutture ospedaliere e sanitarie	216	7	53	156
Attività collettivi civili	239	36	46	157
Attività collettive militari	179	5	16	158
Attività collettive religiose	3	0	0	3
Attività per servizi tecnologici a rete	78	3	10	65
Strutture per mobilità e trasporto	14	2	0	12
Strutture con funzione residenziale	4	0	3	1
Strutture protezione civile	35	6	14	15
Totale	850	80	148	622

Tab. 9 - Edifici strategici per destinazione d'uso e per classe di popolazione (valori percentuali).

Destinazione d'uso	Totale	Pop ≤5.000	5.000<Pop≤10.000	Pop > 10.000
Strutture per l'istruzione	9,6	26,3	4,1	8,8
Strutture ospedaliere e sanitarie	25,4	8,8	35,8	25,1
Attività collettivi civili	28,1	45,0	31,1	25,2
Attività collettive militari	21,1	6,3	10,8	25,4
Attività collettive religiose	0,4	0,0	0,0	0,5
Attività per servizi tecnologici a rete	9,2	3,8	6,8	10,5
Strutture per mobilità e trasporto	1,6	2,5	0,0	1,9
Strutture con funzione residenziale	0,5	0,0	2,0	0,2
Strutture protezione civile	4,1	7,5	9,5	2,4
Totale	100,0	100,0	100,0	100,0

Considerando l'intersezione con le informazioni di MS, dall'analisi degli studi pervenuti, è emerso che il 17,4% degli edifici strategici ricade in zona instabile (Tabb. 10 e 11) e solo il 2,9% ricade in zona stabile. La restante parte degli edifici strategici (79,2%) ricade in zone stabili suscettibili di amplificazione. Nell'ambito dei comuni con popolazione compresa fra 5.000 e 10.000 abitanti l'incidenza degli edifici strategici in zona instabile sale al 27% (40 edifici).

Tab. 10 - Edifici strategici per classe di popolazione del comune e localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori assoluti).

Classe di popolazione	Totale ES	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop ≤5.000	80			74	6
5.000<Pop≤10.000	148	2		106	40
Pop > 10.000	622	2	25	493	102
Totale	850	4	25	673	148

Tab. 11 - Edifici strategici per classe di popolazione del comune e localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori percentuali).

Classe di popolazione	Totale Comuni	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop ≤5.000	9,4	0,0	0,0	8,7	0,7
5.000<Pop≤10.000	17,4	0,2	0,0	12,5	4,7
Pop > 10.000	73,2	0,2	2,9	58,0	12,0
Totale	100,0	0,5	2,9	79,2	17,4

Infine, esaminando la tipologia di instabilità (Tab. 12) in cui ricadono gli edifici strategici è evidente la preponderanza di fenomeni di liquefazione (109 edifici). I restanti edifici ricadono in zone di faglia attiva e capace o in frana. Molto probabilmente questo dato è condizionato dalla collocazione geografica (contesto geologico) di molti dei comuni che costituiscono il campione, non uniformemente distribuiti sul territorio nazionale, ma concentrati in Pianura Padana e aree limitrofe. Il totale complessivo è leggermente superiore rispetto al totale della Tab. 10, perché vi sono alcuni casi di compresenza di diversi fenomeni di instabilità.

Molto più contenuto il problema delle AE che ricadono in zone instabili, anche se la localizzazione di 22 aree finalizzate all'ammassamento o al ricovero in tali zone appare sicuramente incongrua (Tab. 13).

Tab. 12 - Edifici strategici per classe di popolazione del comune e localizzazione per tipo di zona instabile.

Classe di popolazione	Frane	Liquefazioni	Faglie	Cedimenti differenziali	Cavità	Totale
Pop ≤5.000	6					6
5.000<Pop≤10.000	1	35	31			67
Pop > 10.000	26	74		1	2	103
Totale	33	109	31	1	2	176

Tab. 13 - Aree di emergenza per classe di popolazione del comune e localizzazione per tipo di zona instabile.

Classe di popolazione	Frane	Cedimenti differenziali
Pop ≤5.000	2	
5.000<Pop≤10.000		3
Pop > 10.000	16	1

Prospettive future. Dall'analisi dell'esiguo, eppure significativo campione, emergono alcune criticità, peraltro segnalate dai vari contesti regionali nei quali si stanno realizzando le analisi della CLE.

Primo fra tutti la disomogeneità dei sistemi di gestione dell'emergenza non necessariamente dovuta alla dimensione territoriale e alla popolazione del comune. Ciò deriva dal fatto che la fonte primaria di rilevamento dei dati è costituita dai Piani di Emergenza comunali, talora molto diversi fra loro e non confrontabili, in particolare nell'individuazione degli edifici strategici. In alcuni casi, ad esempio, vi sono delle evidenti anomalie interpretative (per esempio l'inclusione di edifici per il culto), in altri casi non esistono discriminanti per la definizione di un ordine prioritario legato al ruolo territoriale (per esempio il poliambulatorio è trattato alla stessa stregua di una struttura sanitaria complessa). In altri termini il riferimento al comune come unità amministrativa, ma anche come struttura organizzativa responsabile, determina l'ereditarietà delle anomalie di funzione anche nel sistema di verifica e analisi proposto: comuni con 33 abitanti od oltre un milione vengono posti sullo stesso piano.

Altro elemento rilevante è l'incidenza di condizioni critiche riguardanti la sicurezza di edifici preposti alla gestione della fase di emergenza, che, come noto, assumono importanza decisiva anche per l'avvio della ripresa post-evento. I dati elaborati si limitano solo alla verifica di sovrapposizione con le zone omogenee degli studi di MS1 (Gruppo di Lavoro MS, 2008) e non possono essere direttamente utilizzabili per valutazioni quantitative. È comunque auspicabile che specialmente per tali edifici, per le funzioni che svolgono, si avvii uno speciale programma di verifica, finalizzato alla loro messa in sicurezza o dismissione.

Altre valutazioni sono in corso di elaborazione sulla base dell'ampia messe di dati archiviata grazie al sistema standardizzato di rilevamento e di informatizzazione condiviso da tutte le regioni.

L'attività in corso ha evidenziato, infine, l'importanza di parallelizzare i processi conoscitivi, in questo caso riguardanti gli studi di MS, con i processi di verifica e di analisi nei settori per i quali sono di fondamentale importanza tali studi (Piani di Emergenza). Linee guida finalizzate alla definizione di una griglia di riferimento sui contesti territoriali e le funzioni che devono svolgere, definendo ruoli, competenze, ma anche specificità dei singoli edifici, si rendono sempre più necessarie per evitare evidenti disequilibri e potenziali crisi in caso di emergenza.

Riconoscimenti. Si ringraziano Maria Sole Benigni, Monia Coltella, Margherita Giuffrè, Bruno Quadrio, Paola Imprescia e Veronica Scionti per il prezioso lavoro svolto nell'ambito della struttura tecnica di supporto alla Commissione tecnica per la microzonazione sismica (OPCM 3907/10) e per aver contribuito all'analisi e all'elaborazione dei dati.

Bibliografia

Bramerini F., Cavinato G.P., Fabietti V. (a cura di); 2013: *Strategie di mitigazione del rischio sismico e pianificazione*. CLE: Condizione Limite per l'Emergenza, Dossier Urbanistica, Urbanistica Informazioni, a. XVII, n. 130, INU edizioni.

Commissione tecnica per la microzonazione sismica; 2014a: *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica. Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza. versione 2.0*, http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/StandardCLE_2.0_open.pdf.

Commissione tecnica per la microzonazione sismica; 2014b: *Manuale per l'Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza dell'insediamento urbano, versione 1.0*. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB48226.

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. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137.

A

Acunzo G. 107, 224
Agius M. 366
Albarello D. 5, 10, 114, 210, 231, 239, 410
Ambrosanio M. 274
Amoroso S. 122
Arcaleni M. 87

B

Babbucci D. 35, 98
Badiani B. 305
Baglione M. 128, 137, 173
Baldassini N. 203
Barani S. 5, 10, 314
Barile G. 58
Barnaba C. 436
Barreca G. 203
Basi M. 261
Bedon C. 319
Bellanova J. 173, 395
Bernardini F. 328
Bernardo M. 351, 366
Bonini M. 42, 78
Bramerini F. 142, 217, 274, 371, 470
Bursi L. 417

C

Calamita G. 173
Camassi R. 328, 401
Caputo R. 430
Carrozzo R. 261
Castenetto S. 142, 274, 371, 470
Catalano S. 150
Cattari S. 314
Cavuoto G. 173
Cenni N. 35, 98
Coccetti C. 395
Colombi A. 165, 335, 340
Coltella M. 231
Compagnoni M. 158, 246
Confortini C. 305
Conte C. 217, 470
Corrado R. 92
Corti G. 42, 78
Coviello I. 92
Crescimbene M. 328, 401
Curli S. 165, 340

D

D'Amato Avanzi G. 173
D'Amico M. 231
D'Amico S. 203, 239, 366, 387
Dattilo V. 351
De Ferrari R. 314
de Liso G. 21, 58
De Luca G. 358
De Pascale F. 351, 366
Deantoni G. 58
Del Maschio L. 358
Di Capua G. 158
Di Domenica A. 261
Di Fiore V. 173
Di Giulio G. 122
Di Naccio D. 122
Di Nisio C. 261
Di Stefano A. 203
D'Intinosante V. 128, 137, 173
Dolce M. 371

E

Elia L. 464
Ercolani E. 328
Ercolessi G. 165, 340
Eusebio M. 48
Eva C. 314

F

Fabbroni P. 128, 137, 173
Facciorusso J. 128
Fazio F. 180
Felicetta C. 231
Ferlito R. 65
Fiaschi A. 58
Fidani C. 27, 87
Filizzola C. 92
Fiorentino G. 381
Fivizzano G.D.L. 173
Forchiassin S. 436
Franceschini A. 158
Furgani L. 381
Furin S. 281

G

Galadini F. 261
Galea P. 366, 387
Gallipoli R. 231, 395
Gamberi S. 281
Gargini E. 128
Genzano N. 92
Gimenez R. 395
Gizzi F.T. 186
Gomez-Capera A.A. 261
Gosar A. 464
Goujon B. 395
Grassi S. 180
Grimaz S. 70
Grunnan T. 395

H

Hernantes J. 395

I

Immè G. 58
Imposa S. 180
Imprescia P. 142
Ioannilli M. 274

K

Kępka P. 395
Kowalski S. 395

L

La Longa F. 328, 401
Lagomarsino S. 314
Lang G. 395
Lanzo G. 196
Lapenna V. 395
Laugé A- 395
Lenhardt W. 464
Lenti L. 294
Leschiutta I. 457
Lisi M. 92
Lo Presti T. 65
Locati M. 457
Loffredo G. 165, 340
Lombardo G. 203
Lunedei E. 210, 239, 410
Luzi L. 231, 261

M

Maal M. 395
Madiai C. 128
Malisan P. 70
Manelli F. 358
Manicardi A. 417, 425
Mantovani A. 430
Mantovani E. 35, 98
Marcelli D. 87
Marcellini A. 289
Marchetti L. 448
Marsan P. 217
Martelli L. 42, 78, 165, 239, 289, 340, 430
Martini M.G. 65
Martino S. 294
Masi A. 395
Massa M. 5, 10, 261
Massolino G. 436
Mazzetti G.P. 417
Meletti C. 328
Melloni E. 430
Meroni F. 457
Micallef T. 387
Miccadei E. 261
Milana G. 122, 158
Minarelli L. 281
Mineo R. 58

Minghini F. 165, 340
Monaco C. 203
Morassi A. 319
Morelli D. 58
Mori F. 224
Moscatelli M. 173, 231
Mucciarelli M. 48, 70, 231, 239, 387, 395, 444, 464
Muto F. 351, 366

N

Naso G. 142, 173, 231, 246, 267, 274, 371, 470
Neuruhrer M. 395
Nonni E. 448
Nostro C. 328
Nuti C. 381

P

Paciello R. 92
Pacor F. 231
Pagliaroli A. 107, 173, 196, 231
Pagliuca N.M. 58
Panzera F. 203
Paolucci E. 239
Pattuzzi E. 358
Pavanati A. 281
Pavano F. 150
Pelosi N. 173
Pergalani F. 158, 246
Pergola N. 92
Peronace E. 231
Perrone A. 173
Pesaresi D. 464
Pessina V. 328, 457
Peruzza L. 48
Peruzzi G. 410
Piacentini E. 261
Picone M. 65
Picozzi M. 464
Pieracci A. 314
Pignone M. 328
Pileggi D. 173, 239
Pipponzi G. 261
Pischiutta M. 253
Piscitelli S. 173, 395
Pizzi A. 261
Polpetta F. 267
Potenza M.R. 186
Ptak S. 395
Puccinelli A. 173
Puglia R. 231, 261
Punzo M. 173

Q

Quadrio B. 274

R

Rannisi G. 180
Raspa R. 395
Rebez A. 48, 70, 78
Ricci L. 425
Romagnoli G. 150
Romagnoli M. 165, 340
Romani M. 417, 425, 430
Romeo R. 436
Rovelli A. 253
Ruffolo A. 351

S

Sabetta F. 65, 381
Salamanca V.V. 203
Sandron D. 48, 70, 78, 436
Sani F. 42, 78
Sanò T. 246
Santulin M. 48, 70, 78, 436, 444
Sarriegi J.M. 395
Satriano V. 92
Sbarzaglia D. 448
Scarascia Mugnozza G. 261
Scassera G. 107, 196
Sciarra M. 261
Scionti V. 231
Sicali S. 203
Siciliani P.M. 87
Sileo G. 92
Simionato M. 173
Slejko D. 48, 70, 78
Spallarossa D. 5, 10
Spina D. 224
Squarcina T. 457
Stefani M. 281
Stevanin E. 165, 340
Sturiale G. 150

T

Tamaro A. 48, 70, 78, 436, 444
Tarabusi G. 281
Tarallo D. 173
Tardioli S. 87
Tento A. 289
Tertulliani A. XV, 457
Torrisi A. 150
Tortorici G. 150
Tramutoli 92
Trioni D. 305

U

Urbano T. 261

V

Van Santen R. 395
Vannini F. 173
Vannucchi G. 128
Varone C. 294
Vassallo M. 122
Veronese T. 165, 340
Vessia G. 173
Viganò A. 158
Viotto A. 21
Viti M. 35, 98

Z

Zanetti D. 165, 340
Živčić M. 464
Zollo A. 464
Zotta C. 186
Zumbo R. 366