

APPENDICE C

DEFINIZIONE DELL'INPUT SISMICO AL SITO DI COSTRUZIONE DELL'IMPIANTO LNG A ROSIGNANO SOLVAY (LIVORNO)



EUCENTRE
CENTRO EUROPEO DI
FORMAZIONE E RICERCA
IN INGEGNERIA SISMICA

CONTRATTO DI RICERCA

TRA

EUCENTRE

E

EDISON S.p.A.

**“Definizione dell’Input Sismico al Sito di Costruzione
dell’Impianto LNG a Rosignano Solvay (Livorno)”**

RELAZIONE TECNICA

INDICE DEGLI ARGOMENTI

1	OGGETTO DELLA RELAZIONE	3
2	DOCUMENTI DI RIFERIMENTO	4
2.1	Normativa	4
2.2	Letteratura tecnica.....	4
2.3	Codici di calcolo.....	8
2.4	Altri documenti	8
3	STUDIO PROBABILISTICO DI PERICOLOSITÀ SISMICA.....	9
3.1	Dati di base per lo studio	9
3.1.1	Catalogo dei terremoti.....	9
3.1.2	Zonazione sismogenetica.....	11
3.2	Elaborazione dati di sismicità	13
3.2.1	Completezza del catalogo dei terremoti.....	13
3.2.2	Tassi di sismicità: relazioni di Gutenberg-Richter	13
3.2.3	Modalità di attenuazione dello scuotimento sismico (componente orizzontale)	16
3.2.4	Modalità di attenuazione dello scuotimento sismico (componente verticale)	23
3.3	Analisi Probabilistica di Pericolosità Sismica.....	23
3.3.1	Metodo di Cornell - McGuire	23
3.3.2	Codice di calcolo utilizzato	25
3.3.3	Risultati delle analisi per la componente orizzontale	25
3.3.4	Risultati delle analisi per la componente verticale	32
3.3.5	Spettri di risposta isoprobabili per gli eventi OBE ed SSE	35
4	STUDIO DETERMINISTICO DI PERICOLOSITÀ SISMICA	37
4.1	Inquadramento sismotettonico	37
4.2	Simulazioni numeriche	43
4.3	Modello crostale	44
4.4	Risultati delle simulazioni numeriche	46
4.4.1	Definizione degli scenari di terremoto critici	46
4.4.2	Spettri di risposta	52
5	CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE.....	56

1 OGGETTO DELLA RELAZIONE

Lo studio si inquadra nell'ambito della definizione dell'input sismico al sito di costruzione dell'impianto LNG a Rosignano Solvay (Livorno) finalizzata alla progettazione delle strutture e alle verifiche di stabilità geotecnico-sismiche del sito secondo quanto prescritto dalle norme UNI EN 1473. Scopo del presente lavoro è la definizione degli spettri di risposta probabilistici in accelerazione sia per la componente orizzontale che verticale per il sito di Rosignano Solvay e corrispondenti ai tempi di ritorno definiti dalle norme UNI EN 1473. In particolare esse definiscono il tempo di ritorno del sisma corrispondente al mantenimento in funzione (OBE) dell'impianto LNG e il tempo di ritorno del sisma corrispondente al suo arresto in sicurezza (SSE). Per l'evento OBE è previsto un periodo di ritorno di 475 anni mentre per l'evento SSE le norme prevedono un tempo di ritorno di 10.000 anni.

La definizione degli spettri di risposta è stata effettuata attraverso uno studio probabilistico di pericolosità sismica, secondo la metodologia standard di Cornell-McGuire, facendo riferimento alle condizioni di sito corrispondenti al substrato affiorante (sito rigido). Per il sito di progetto si sono assunte le seguenti coordinate geografiche medie: latitudine $43^{\circ} 23'$ Nord, longitudine $10^{\circ} 26'$ Est.

Per tener conto delle incertezze che concorrono alla definizione della pericolosità sismica, gli spettri di risposta probabilistici sono stati calcolati seguendo una metodologia ad albero logico, secondo i più recenti orientamenti della letteratura internazionale sull'argomento. In particolare sono state esaminate assunzioni alternative circa le relazioni predittive o di attenuazione dello scuotimento sismico e la massima magnitudo da assegnare alle zone sismogenetiche. A scopo di confronto gli spettri probabilistici sono stati confrontati con lo spettro di risposta desunto da una analisi deterministica della pericolosità sismica basata sulla assunzione dello scenario più critico e di una adeguata legge predittiva dello scuotimento.

Poiché il periodo di ritorno richiesto dalle norme UNI EN 1473 per l'azione sismica di progetto relativa all'evento SSE è pari a 10.000 anni, è stato anche svolto, a scopo comparativo, uno studio deterministico basato sulla simulazione numerica dello scuotimento a partire dall'attivazione della faglia sismogenetica ritenuta più critica per il sito in esame. Lo studio è consistito in ricerche di carattere bibliografico finalizzate alla definizione del contesto sismotettonico regionale e quindi alla identificazione della sorgente sismica la cui riattivazione produrrebbe gli effetti più gravosi a Rosignano Solvay. Definito il quadro sismogenetico e specificati i parametri sismologici delle sorgenti attive, sono state quindi eseguite una serie di simulazioni numeriche di un terremoto di scenario corrispondente alla attivazione della suddetta sorgente sismica. I risultati ottenuti per i parametri di scuotimento sono infine stati confrontati con quelli desunti dallo studio probabilistico.

2 DOCUMENTI DI RIFERIMENTO

2.1 NORMATIVA

- Eurocode 8 “*Design of Structures for earthquake resistance – Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*” Pr-EN 1998-1. Final Draft. December 2003.
- Eurocode 8 “*Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures - Part 5: Foundations, Retaining Structures and Geotechnical Aspects.*” Pr-EN 1998-5. Final Draft. December 2003.
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 Marzo 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*”. GU n. 72 del 8-5-2003.
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3316 del 2 Ottobre 2003. “*Modifiche ed integrazioni all’ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003*”. GU n. 236 del 10-10-2003.
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3333 del 23 Gennaio 2004. “*Disposizioni urgenti di protezione civile*”. GU n. 26 del 02-02-2004.
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3431 del 3 Maggio 2005. “*Ulteriori Modifiche ed integrazioni all’ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003*”. GU n. 236 del 10-05-2005.
- UNI EN 1473 “*Installazioni ed equipaggiamenti per il gas naturale liquefatto (GNL) - Progettazione delle installazioni di terra*”. Dicembre 2000.
- NTC (2005). *Norme Tecniche per le Costruzioni*. Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti. *Decreto Ministeriale del 14-9-2005*. Supplemento ordinario alla GU n. 222 del 23-9-2005.

2.2 LETTERATURA TECNICA

- Achenbach J. D., (1984), “*Wave Propagation in Elastic Solids*”, North-Holland Series in Applied Mathematics and Mechanics, Vol. 16.
- Aiello E., Bartolini, C., Gabbani, G., Mazzanti, R., Pranzini, E. e Valleri G., (1981), “*Morfologia e geologia delle secche di Vada (provincia di Livorno)*”, *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 100, 339–368.
- Aki K., e Richards, P.G. (2002). “*Quantitative Seismology*”. University Science Books, 2nd Edition, Sausalito, pp. 704.
- Alavi, B. and Krawinkler, H. (2001). “*Effects of near-fault ground-motions on frame structures*”. The John A. Blume Earthquake Engineering Center. Department of Civil and Environmental Engineering. Stanford University. Report No. 138.
- Amato A., Alessandrini B., Cimini G. B., Frepoli A. e Selvaggi G., (1993), “*Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity*”, *Annali di Geofisica*, vol. 26, pp. 201-214.
- Amato, A., and Selvaggi, G., (1991), “*Terremoti crostali e sub-crostali nell’Appennino Settentrionale*”, *Studi Geologici Camerti*, v. 1991, p. 75–82.
- Ambraseys N.N. (1995). “*The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe*”, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 24(4), pp. 467-490.
- Ambraseys N.N., Simpson K.A. and Bommer J.J. (1996). “*The prediction of horizontal response spectra in Europe*”, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25, pp. 371-400.

-
- 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*, vol. 3, pp. 1-53.
 - 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: Vertical Peak Ground Acceleration and Spectral Acceleration", *Bulletin of Earthquake Engineering*, vol. 3, pp. 55-73.
 - Argus D. F., Gordon R. G., Demets C. and Stein S. (1989). "Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault", *J. Geophys. Res.* v. 94 B5 pp. 5585-5602.
 - Bommer J.J., Douglas J., and Fleur O.S. (2003). "Style-of-Faulting in Ground-Motion Prediction Equations", *Bulletin of Earthquake Engineering*, vol. 1, pp. 171-203.
 - Boncio P., Brozzetti F., Lavecchia G., (2000), "Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy", *Tectonics*, Vol. 19, No.6, pp. 1038-1055 (December 2000)
 - Boschi, E., Dragoni, M. (2000). "*Sismologia*". UTET, pp. 315.
 - Bossio A., Foresi L.M., Mazzei R., Pascucci V., Salvatorini G.F. e Sandrinelli F. (1997). "Seismic stratigraphy and allostratigraphy of the Miocene sediments of the Spicchiaiola – Pomarance area, southern side of the Volterra Basin (Tuscany, Italy)", *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, 103, 357–368.
 - Calcagnile, G., and Panza, G. (1981). "The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere systems in Italy and surrounding regions", *Pure Applied Geophysics*, v. 199, p. 865–879.
 - Camassi R. e Stucchi M. (1997). NT4.1.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno, *GNDT*, Milano, 95 pp. <http://emidius.mi.ingv.it/NT/>.
 - Chen X. (1993). "A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space", *Geophys. J. Int.*, vol. 115, pp. 391-409.
 - Colantoni, P. e Borsetti, A.M. (1973). "Geologia e stratigrafia dell' Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano, Mar Tirreno)", *Giornale Geol.*, 39, 287–302.
 - Cornell C.A. (1968). "Engineering seismic risk analysis". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, pp. 1583-1606.
 - De Franco, R., Ponziani, F., Biella, G., Boniolo, G., Caielli, G., Corsi, A., Maistrello M., and Morrone, A. (1998). "DSS-WAR experiment in support of the Crop-03 project", *Memorie della Societa Geologica Italiana*, v. 52, p. 67–90.
 - De Mets G., Gordon R., Argus D. F. e Stein S. (1990). "Current plate motions ", *Geophys.J.Int.*, v. 101, pp. 425-478.
 - Dewey J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H. W. e Knott S. D. (1989). "Kinematics of the western Mediterranean", in *Alpine Tectonics* (eds. Coward M. P. Dietrich D. e Park R. G.), *Geol. Soc. Sp. Pub., London*, 1989, pp. 265-283.
 - Di Stefano R., Chiarabba C., Lucente F. e Amato A. (1999) "Crustal and uppermost mantle structure in Italy from the inversion of P-waves arrival times: geodynamic implications", *Geophys. J. Int.*, 139, 483-498
 - Doglioni C., Mongelli F., Piali G. (1998). "Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc", *Mem. Soc. Geol. It.* vol. 52, pp. 457–468.
 - Frepoli A. e Amato A., (1997). "Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault plane solutions", *Geophys. J. Int.* vol. 129 pp. 368-388.
 - GDL CPTI (1999). "*Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*", Gruppo di Lavoro CPTI, ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 92 pp. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>.
 - GDL CPTI (2004). "*Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*", Versione 2004. Gruppo di Lavoro CPTI, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>.
-

-
- GDL MPS (2004). “Redazione della Mappa di Pericolosità Sismica prevista dall’Ordinanza PCM del 20 marzo 2003, n. 3274, All. 1” – Rapporto Conclusivo. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Rapporto disponibile presso il sito Internet: <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>.
 - Haskell N. A. (1964). “Radiation pattern of surface waves from point sources in a multi-layered medium”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 54, pp. 377-393.
 - Herrmann R. B. (1979). “SH-wave generation by dislocation sources – a numerical study”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 69, pp. 1-15.
 - Herrmann R. B. and Wang C. Y. (1985). “A comparison of synthetic seismograms”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, No. 1, pp. 41-56.
 - Helmberger, D. V. (1968). “The crust-mantle transition in the Bering Sea”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 179-214.
 - Kalkan, E. and Kunnath, S.K. (2006). ”Effects of Fling Step and Forward Directivity on Seismic Response of Buildings.”, *Earthquake Spectra*, Volume 22, No. 2, pages 367–390.
 - Kramer, S.L. (1996). “*Geotechnical Earthquake Engineering*.”, Prentice-Hall, New Jersey, pp. 653.
 - Lavecchia G., Boncio P., Creati N. (2003). “A lithospheric-scale seismogenic thrust in central Italy”, *Journal of Geodynamics*, V. 36 pp. 79-94.
 - Mazzanti, R. (1966). “Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa)”, *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 5, 105–138.
 - Mazzanti, R., Squarci, P. e Taffi L. (1963). “Geologia della zona di Montecatini Val di Cecina in provincia di Pisa”, *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 82, 1–68.
 - Meletti, C., Patacca, E., e Scandone, P. (2000). “*Construction of a Seismotectonic Model: the Case of Italy.*”, *Pure and Applied Geophysics*, 157, pp. 11-35.
 - Meletti, C. e Valensise, G. (2004). “*Zonazione Sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto Conclusivo*”, Appendice 2 al documento “Redazione della Mappa di Pericolosità Sismica prevista dall’Ordinanza PCM del 20 marzo 2003, n. 3274, All. 1” – Rapporto Conclusivo. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Rapporto disponibile presso il sito Internet: <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>.
 - Nicolich R. (2001). “Deep seismic transects”, In Vai G. B., Martini P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, *Kluwer Acad. Publishers*, pp. 47-52.
 - Pascucci V. (1997b). “Analisi delle sequenze Mio-Quaternarie della Toscana Meridionale e della sua piattaforma. Confronto tra il Bacino di Volterra ed il Tirreno Settentrionale tra l’Isola di Caparaia e l’Isola del Giglio”, *PhD Thesis*, VIII Ciclo. *Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Siena*.
 - Pascucci V., Merlini S. e Martini P. (1999). “Seismic stratigraphy of the Miocene-Pleistocene sedimentary basins of the Northern Tyrrhenian Sea and western Tuscany (Italy)”, *Blackwell Science Ltd, Basin Research*, 11, 337-356.
 - Patacca E., Scandone P. (1989). “Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithosphere slab”, in *The lithosphere in Italy* (Eds. Boriani A., Bonafede M., Picardo G. B. e Vai G.G.), *Accademia dei Lincei Roma* 1989, pp. 157-176.
 - Pauselli C., Barchi M. R., Federico C., Magnani M. B. e Minelli G. (2006). “The crustal structure of the Northern Apennines (Central Italy): an insight by the CROP03 seismic line”, *American Journal of Science*, Vol. 306, June 2006, pp. 428-450.
 - Pauselli, C., and Federico, C. (2002). “The brittle/ductile transition along the Crop03 seismic profile: relationship with the geological features”, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Volume Speciale 1, p. 25–35.
 - Peccerillo, A., and Panza, G. (1999). “Upper mantle domains beneath central-southern Italy: petrological, geochemical and geophysical constrain”, *Pure and Applied Geophysics*, v. 156, p. 421–443.
-

-
- Pontevivo, A., and Panza, G. F. (2002). "Group velocity tomography and regionalization in Italy and bordering areas", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 134, p. 1–15
 - Ponziani F., De Franco R., Minelli G., Biella G., Federico C., Piali G. (1995). "Crustal shortening and duplication of the Moho in the Northern Apennines; a view from seismic refraction data", *Tectonophysics* v. 252, pp. 391-418.
 - Reiter, L. (1991). "Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights". Columbia University Press, pp. 254.
 - Roberts, M.W. and Lutes, L.D. (2003). "Potential for Structural Failure in the Seismic Near Field". *Journal of Engineering Mechanics*, v. 129, No. 8, pp. 927-934.
 - Sabetta, F. and Pugliese A. (1987). "Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(5), pp. 1491-1513.
 - Sabetta F. and Pugliese A. (1996). "Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(2), pp. 337-352.
 - Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J. A., Makdisi, F., and Youngs, R. R. (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data, *Seismol. Res. Lett.* **68**, 180–189.
 - Sarti G., Guidi R. (2005). " Il potenziale di applicabilità delle unità stratigrafiche a limiti inconformi nella cartografia geologica del Quaternario: l'esempio della fascia costiera compresa fra Livorno e Piombino (Toscana, Italia)", *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, 110 (2005) pagg. 73-80, figg. 2.
 - Scandone P., Patacca E., Meletti C., Bellatalla M., Perilli N., Santini U., (1990). "Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana". *Atti del Convegno Annuale del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti*, vol.1, pp. 119-135.
 - Scarascia S., Cassinis R., Federici F. (1998). "Gravity modelling of deep structures in the Northern-Central Apennines", *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 52, pp. 231-246.
 - Selvaggi, G., and Amato, A. (1992). "Sub-crustal earthquake in Northern Apennines (Italy): Evidence for a still active subduction?", *Geophysical Research Letters*, v. 19, p. 2127–2130.
 - Spudich and Hartzell (1985). "Predicting earthquake ground motion time-histories", *US Geol. Surv. Prof. Paper*, vol. 1360, pp. 248-161
 - Stewart J. P., Chiou S. J., Bray J., D., Graves R. W., Somerville P. G., Abrahamson N. A. (2001). "Ground Motions Evaluations Procedures for Performance Based-Design". PEER, Chapters 2: "Source characterization", 4: "Characteristics of near- fault ground motions", 6: "Ground motions simulation".
 - Suhaldolc, P., and Panza, G. (1989). "Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from geophysical data", in Boriani, A., Bonafede, M., Piccardo, G. B., and Vai, G. B., editors, *The lithosphere in Italy: Advances in Earth Research*: Roma, Accademia Nazionale dei Lincei, 143, p. 15–40.
 - Wang C. Y. and Herrmann R. B. (1980). "A numerical study of P-, SV-, and SH- wave generation in a plane layered medium", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, No. 4, pp. 1015-1036.
 - Wells D. L. and Coppersmith K. J. (1994). "New empirical relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp.974-1002.
 - Zhang J., Anfrus R.D. e Juang C. H. (2005). "Normalized shear modulus and material damping ratio relationships", *J. Geotech. and Geoenvir. Engrg.*, Vol. 131 I. 4, pp. 453-464.
-

2.3 CODICI DI CALCOLO

- EZ-FRISK v. 7.01. "Computer Package for Seismic Hazard Analysis, Spectral Matching and Site Response Analysis". Risk Engineering Inc. 2005.
- COMPUTER PROGRAMS IN SEISMOLOGY. User's Manual, Vol.II, St.Louis University, Missouri. Herrmann, R.B. 2002.
- SEISMOSIGNAL v. 3.2. "Computer package for the Processing of Strong-Motion Data". SeismoSoft Inc. 2002. <http://www.seismosoft.com/SeismoSignal/index.htm>.

2.4 ALTRI DOCUMENTI

- Mappa digitale con i confini amministrativi in formato Shape-file – ArcView. Documentazione fornita dalla Regione Toscana. 2007.
-

3 STUDIO PROBABILISTICO DI PERICOLOSITÀ SISMICA

3.1 DATI DI BASE PER LO STUDIO

I dati di partenza impiegati nello studio sono il catalogo parametrico dei terremoti italiani CPTI-04 e la zonazione sismogenetica ZS9 pubblicati dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, <http://www.mi.ingv.it/>) e utilizzati nella redazione della Mappa di Pericolosità Sismica Nazionale (GdL MPS, 2004).

3.1.1 CATALOGO DEI TERREMOTI

Per la definizione delle caratteristiche regionali di sismicità si è utilizzato il catalogo parametrico dei terremoti italiani CPTI-04 (GdL CPTI, 2004) messo recentemente a punto dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia nell'ambito del progetto di redazione della nuova mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (GdL MPS, (2004). Tale catalogo, disponibile presso il sito WEB <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>, costituisce una evoluzione ed un aggiornamento del catalogo CPTI99 rimasto invariato dal 1992 (GdL CPTI (1999) e incompleto nella finestra temporale post-1980. Le caratteristiche più salienti del catalogo CPTI-04, ai fini del presente studio, sono riassumibili come segue:

- La finestra cronologica coperta dal catalogo va dall'anno 217 a.C. (mondo antico) al 2002 d.C. Per quel che concerne le sezioni ante 1000 e 1000-1980 esse sono le stesse del catalogo CPTI-99 con l'introduzione di alcune modifiche minori. La sezione 1981-1992 essa è stata ricompilata integralmente mentre la sezione 1993-2002 è stata compilata ex novo.
- Il catalogo non contiene eventi definibili come repliche e precursori ovvero eventi avvenuti entro 90 giorni e 30 km da un evento di energia maggiore individuato come principale all'interno di una sequenza. Tale requisito rende il catalogo particolarmente adatto agli studi di pericolosità sismica e di rappresentazione probabilistica della sismicità.
- Per tutti gli eventi sismici del catalogo è stata determinata la magnitudo-momento M_W operando così una omogeneizzazione del catalogo per quel che concerne la stima delle misure di magnitudo. La magnitudo-momento ha il pregio rispetto ad altre definizioni di magnitudo di non saturare al crescere dell'energia rilasciata dal terremoto.
- Per quel che concerne le soglie energetiche di magnitudo il catalogo CPTI-04 eredita per le sezioni pre-1980 la soglia minima di magnitudo dei cataloghi NT4.1 (Camassi e Stucchi, 1997) e CPTI-99 da cui è derivato e contiene solo eventi con magnitudo $M_S \geq 4$ dove M_S è la magnitudo derivata dalle onde superficiali. Tale valore è molto prossimo a quella che nella zona epicentrale corrisponde alla soglia macrosismica di danno alle costruzioni. Per le sezioni post-1980 si è adottata, con l'eccezione della zona etnea, una soglia minima di magnitudo leggermente superiore ($M_S \geq 4.15$).
- Infine per quanto riguarda i limiti geografici, il catalogo CPTI-04 contempla i terremoti avvenuti in Italia e quelli che, pur essendo stati localizzati in aree limitrofe, potrebbero essere stati risentiti con intensità significativa all'interno dei confini nazionali, come per il sito di progetto, la fascia di confine formata dal territorio che si affaccia sul Mar Ligure.

Ai fini di questo studio, dal catalogo CPTI-04 sono stati estratti gli eventi sismici contenuti nelle zone sismogenetiche che rientrano, anche solo in parte, in una finestra circolare centrata sul sito di Rosignano Solvay e avente un raggio di 320 km. La Fig. 3.1 illustra la mappa con gli epicentri dei terremoti e la zona di interesse. Da essa risulta evidente come la distribuzione degli epicentri corrisponda ad una sismicità regionale diffusa in modo relativamente omogeneo. In prossimità del sito sono presenti due eventi con magnitudo $M_W \geq 5.5$ e un evento con $M_W \geq 6.5$.

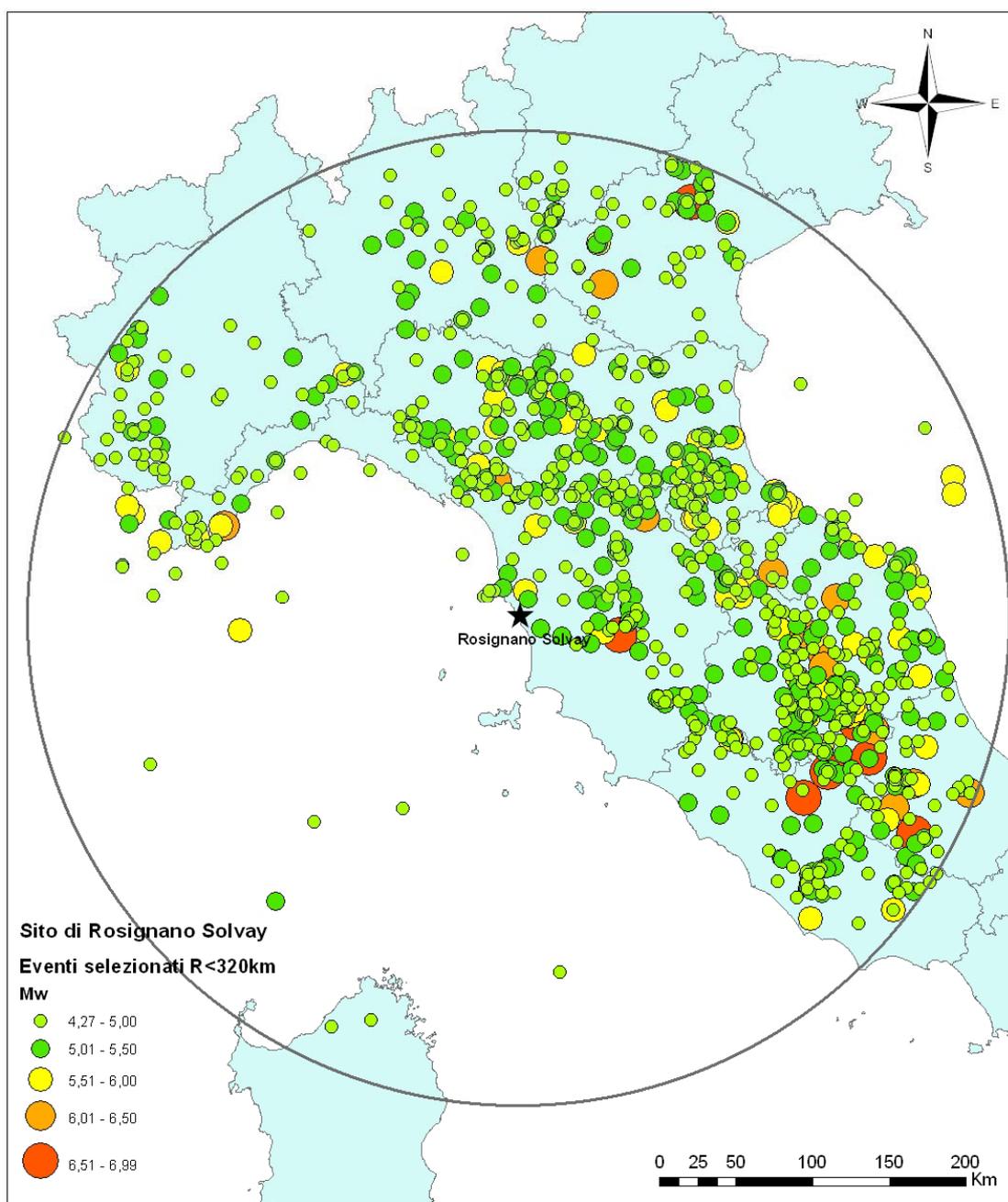


Figura 3.1 Distribuzione degli epicentri dei terremoti nell'area di studio. Eventi contenuti nel catalogo CPTI-04. Finestra temporale dal 217 a.C. al 2002 d.C. (dati dal GdL CPTI, 2004).

3.1.2 ZONAZIONEISMOGENETICA

Nell'ambito dell'approccio probabilistico di Cornell-Mc-Guire alla definizione della pericolosità sismica, le zone sismogenetiche sono aree caratterizzate da un tasso di sismicità uniforme e quindi descritte da un'unica distribuzione probabilistica della magnitudo e dallo stesso processo di occorrenza temporale dei terremoti. Esse sono pertanto zone omogenee dal punto di vista del potenziale di generazione dei terremoti in quanto si assume che tutti i punti all'interno di una zona sismogenetica hanno la stessa probabilità di divenire epicentri di un evento sismico.

La geometria delle zone sismogenetiche viene definita in base alle caratteristiche sismotettoniche e di sismicità regionali (Reiter, 1991). In questo studio è stata adottata la zonazione sismogenetica recentemente sviluppata da Meletti e Valensise (2004) e utilizzata nel già citato lavoro di redazione della nuova mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (GdL MPS, 2004) da parte dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Essa è denominata con la sigla ZS9 e le zone che rientrano nell'area di interesse dello studio sono riportate in Fig. 3-2.

La ZS9 contempla 36 zone sismogenetiche ed è stata sviluppata a partire dalla precedente zonazione ZS4 (Meletti et al., 2000) realizzata seguendo l'approccio cinematico di Scandone et al. (1990) a cui sono stati apportati rilevanti cambiamenti per tener conto dell'avanzamento delle conoscenze sulla tettonica attiva e sulla distribuzione delle sorgenti sismogenetiche degli ultimi anni. In ZS9 a ciascuna zona sismogenetica è stata associata una stima della profondità media dei terremoti e un meccanismo di fagliazione prevalente (GDL MPS, 2004).

In accordo alle prescrizioni delle norme UNI EN 1473, nel presente studio sono state considerate le zone sismogenetiche che, anche se solo per minima parte, rientrano nell'area di interesse con raggio 320 km centrata sul sito di Rosignano Solvay.

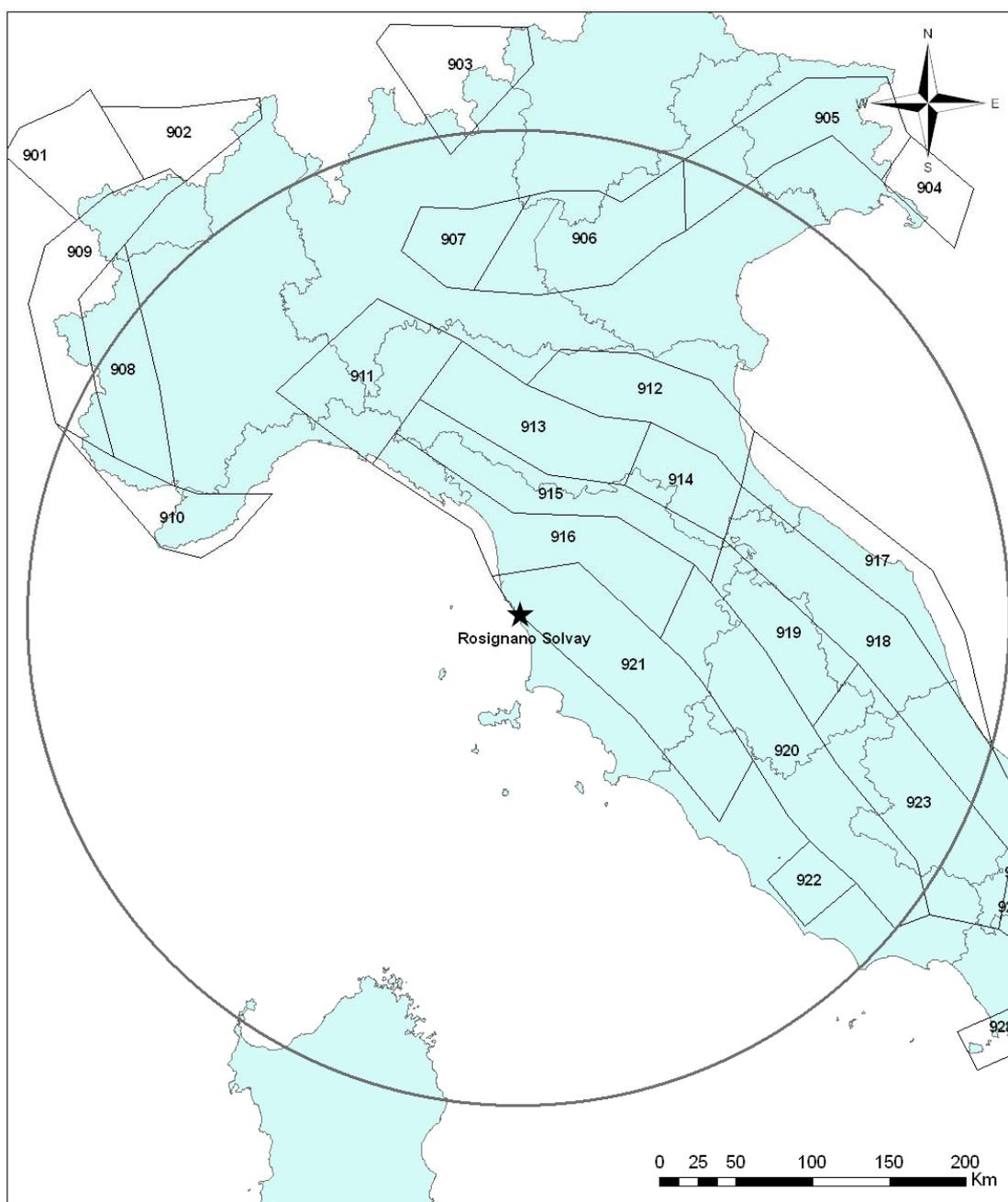


Figura 3.2 Zonazione sismogenetica ZS9 afferente all'area di studio (dati dal GDL MPS, 2004).

3.2 ELABORAZIONE DATI DI SISMICITÀ

3.2.1 COMPLETEZZA DEL CATALOGO DEI TERREMOTI

La sismicità storica rappresentata dal catalogo dei terremoti (nel nostro caso il CPTI04) è ricostruita utilizzando informazioni provenienti da fonti eterogenee che includono registrazioni strumentali recenti e osservazioni macrosismiche provenienti da documentazioni antiche. Come tale essa è caratterizzata da differenti livelli di accuratezza risultanti dalla diversa tipologia e qualità delle informazioni disponibili nonché dai differenti approcci utilizzati per la loro elaborazione. In generale tanto più si risale indietro nel tempo tanto più diventano rare e incerte le notizie sugli eventi sismici accaduti dei quali solamente per i più disastrosi è stata tramandata memoria. L'inevitabile incompletezza che caratterizza i cataloghi dei terremoti deve essere debitamente presa in conto nella valutazione dei tassi di sismicità se si vuole evitare che di essi vengano determinate, per ciascuna classe di magnitudo, delle stime fuorvianti.

Nella presente analisi si è fatto riferimento agli intervalli di completezza calcolati dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV <http://www.mi.ingv.it/>) nell'ambito dello studio probabilistico di pericolosità sismica condotto per la redazione della mappa di pericolosità sismica per il territorio nazionale (GDL MPS, 2004). In tale studio gli intervalli di completezza sono stati determinati seguendo due diversi approcci: uno di tipo prevalentemente storico, l'altro di tipo prevalentemente statistico, ottenendo due insiemi indipendenti che sono stati utilizzati per il calcolo dei tassi di sismicità. Nell'attuale lavoro si è fatto riferimento unicamente all'insieme degli intervalli di completezza di tipo prevalentemente storico.

3.2.2 TASSI DI SISMICITÀ: RELAZIONI DI GUTENBERG-RICHTER

La sismicità di una regione o porzione di territorio viene tradizionalmente rappresentata in termini probabilistici, attraverso la relazione frequenza-magnitudo di *Gutenberg-Richter* (Reiter, 1991; Kramer, 1996) che fornisce il tasso medio annuale di occorrenza o accadimento λ_M di eventi sismici aventi magnitudo maggiore o uguale a M_W . La relazione di *Gutenberg-Richter* stabilisce l'esistenza di un legame lineare tra λ_M e la magnitudo nel piano semi-logaritmico $\log \lambda_{M_W} - M_W$:

$$\log \lambda_{M_W} = a - b \cdot M_W \quad (3.1)$$

dove i parametri "a" e "b" della relazione (3.1) rappresentano rispettivamente la sismicità totale della regione a cui essa è riferita (10^a definisce l'accadimento annuale medio di terremoti aventi magnitudo maggiore o uguale a zero) e la frequenza relativa di accadimento dei terremoti più forti (e quindi più sporadici) rispetto a quelli più deboli (più frequenti). Essi sono determinati attraverso una procedura statistica di regressione con il metodo dei *minimi quadrati* nel piano semi-logaritmico $\log \lambda_{M_W} - M_W$.

Implicita nella relazione di *Gutenberg-Richter* (3.1) è l'assunzione che la legge di ricorrenza temporale dei terremoti sia di tipo esponenziale e pertanto corrisponde ad una distribuzione di probabilità di tipo *Poissoniano* caratterizzata dall'indipendenza (spaziale e temporale) del processo di accadimento dei terremoti. La (4.1) può infatti essere riscritta come segue:

$$\lambda_{M_W} = e^{\alpha - \beta \cdot M_W} \quad (3.2)$$

dove $\alpha = 2.303 \cdot a$ e $\beta = 2.303 \cdot b$. Il reciproco del tasso medio annuale di accadimento λ_{M_W} per un particolare valore di magnitudo M_W^* rappresenta l'intervallo di ricorrenza o *periodo di ritorno* T_{M_W} di terremoti aventi magnitudo eccedente il valore M_W^* (Kramer, 1996). Pertanto $T_{M_W^*} = 1 / \lambda_{M_W^*}$.

Utilizzando per le diverse classi di magnitudo gli intervalli di completezza del catalogo dei terremoti ottenuti dall'INGV nella redazione della mappa di pericolosità sismica nazionale (GDL MPS, 2004) con l'approccio di tipo prevalentemente storico, nel presente studio sono stati calcolati i tassi di occorrenza (o di accadimento) cumulativi annuali per i diversi intervalli di magnitudo e per ciascuna zona sismogenetica afferente al sito di Rosignano Solvay.

Uno dei limiti della relazione di *Gutenberg-Richter* (3.2) è quello di essere illimitata sia inferiormente che superiormente. Questo comporta che essa preveda un tasso medio annuale di accadimento λ_M non nullo anche per eventi sismici di magnitudo infinita (l'evento con più energia del XX secolo è stato il terremoto del Cile avvenuto nel 1960 la cui magnitudo M_W è stata stimata pari a 9.5).

Si pone pertanto il problema di stabilire una relazione di ricorrenza frequenza – magnitudo che sia limitata superiormente dai valori massimi di magnitudo M_W associabili alla regione di studio.

E' possibile mostrare che l'espressione analitica della relazione frequenza-magnitudo di *Gutenberg-Richter* (3.2) troncata superiormente e inferiormente è esprimibile come segue (Kramer, 1996):

$$\lambda_{M_W} = v \cdot \frac{e^{-\beta \cdot (M_W - M_W^{inf})} - e^{-\beta \cdot (M_W^{sup} - M_W^{inf})}}{1 - e^{-\beta \cdot (M_W^{sup} - M_W^{inf})}} \quad \text{con } M_W^{inf} \leq M_W \leq M_W^{sup} \quad (3.3)$$

dove $v = \exp(\alpha - \beta \cdot M_W^{inf})$ e $\alpha = 2.303 \cdot a$ e $\beta = 2.303 \cdot b$. M_W^{inf} e M_W^{sup} sono rispettivamente i limiti inferiore e superiore di magnitudo M_W considerati, mentre i parametri "a" e "b" sono gli stessi della relazione di *Gutenberg-Richter* (3.1). Nel caso della Eq. (3.3) tuttavia è più opportuno riferirsi ai parametri "α" e "β" (Reiter, 1991).

Nel presente studio sono stati considerati, per ogni zona sismogenetica afferente al sito di Rosignano Solvay, i valori di magnitudo massima forniti nel rapporto conclusivo già citato per la realizzazione della mappa di pericolosità sismica nazionale (GdL MPS, 2004). Per ogni zona sismogenetica sono stati considerati due valori di magnitudo massima: il primo (Mmax1) meno cautelativo è determinato in funzione dei dati geologici e sismologici mentre il secondo (Mmax2) maggiormente cautelativo è definito sulla base di criteri statistici. La Tabella 3.1 riporta, per ognuna delle zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano Solvay, i rispettivi valori di Mmax1 e Mmax2.

Noto il valore di magnitudo massima da considerare per ogni zona sismogenetica e noti i relativi tassi di sismicità è stato quindi possibile determinare l'insieme delle coppie di parametri "α" e "β" della relazione di *Gutenberg-Richter* troncata superiormente (vedi Eq. 3.3) da introdurre nel calcolo probabilistico della pericolosità sismica.

Tabella 3.1 Valori di Mmax1 e Mmax2 per ognuna delle zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano Solvay.

ZS	Mmax1	Mmax2
903	5.91	6.14
905	6.60	6.60
906	6.60	6.60
907	5.91	6.14
908	5.68	6.14
909	5.68	6.14
910	6.37	6.37
911	5.68	6.14
912	6.14	6.14
913	5.91	6.14
914	5.91	6.14
915	6.60	6.60
916	5.68	6.14
917	6.14	6.14
918	6.37	6.37
919	6.37	6.37
920	5.68	6.14
921	5.91	6.14
922	5.45	5.45
923	7.06	7.06

3.2.3 MODALITÀ DI ATTENUAZIONE DELLO SCUOTIMENTO SISMICO (COMPONENTE ORIZZONTALE)

Le relazioni predittive del moto sismico o relazioni di attenuazione sono una componente importante che concorre alla definizione della pericolosità sismica. Esse descrivono le modalità con cui i parametri dello scuotimento sismico si attenuano al crescere della distanza della sorgente sismica dall'epicentro. Sono di natura empirica e sono basate su analisi statistiche dei parametri di scuotimento registrati in occasione di terremoti in diverse aree del mondo per una varietà di regimi tettonici.

Restrignendo l'analisi alle valutazioni di pericolosità sismica fatte in Europa, e principalmente in Italia, le relazioni di attenuazione comunemente utilizzate sono quelle di Ambraseys (1995), Ambraseys et al. (1996), Sabetta e Pugliese (1987), Sabetta e Pugliese (1996) e più recentemente Ambraseys et al. (2005). Le relazioni di Ambraseys (1995) e Ambraseys et al. (1996) sono calibrate rispetto ad una base di dati più ampia e possono essere applicate in un intervallo di dati maggiore, rispetto alle relazioni di attenuazione sviluppate a livello nazionale da Sabetta e Pugliese (1987) e Sabetta e Pugliese (1996).

Le relazioni di Ambraseys et al. (1996) e Sabetta e Pugliese (1996) sono state utilizzate nello studio di pericolosità sismica effettuato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia per la redazione della mappa di pericolosità sismica nazionale (GdL MPS 2004). Nel presente studio oltre alle relazioni predittive di Ambraseys et al. (1996) e Sabetta e Pugliese (1996) è stata anche presa in conto la recente legge di Ambraseys et al. (2005), la quale, a differenza delle precedenti, tiene implicitamente in conto dell'effetto del meccanismo di sorgente. In seguito, per brevità, le relazioni di Ambraseys et al. (1996), Sabetta e Pugliese (1996) e Ambraseys et al. (2005) verranno denominate rispettivamente AMB96, SP96 e AMB05.

3.2.3.1 Relazione di attenuazione di Ambraseys et al. (1996)

La relazione di Ambraseys et al. (1996), utilizza una base di dati provenienti principalmente dall'Europa Meridionale e dal Medio Oriente, composta da 422 registrazioni triassiali relative a 157 terremoti di magnitudo M_S compresa tra 4.0 e 7.9 (con magnitudo M_S predominanti inferiori a 6) e profondità focale inferiore o uguale a 30 km. Per gli eventi più forti compresi nella base di dati, spesso associabili a fagliazione superficiale, la distanza sorgente-sito è definita come la minore distanza tra il sito e la proiezione in superficie del piano di faglia. I suoli vengono differenziati con 2 coefficienti di sito, il primo relativo a suoli rigidi, il secondo a suoli soffici. La classificazione dei suoli è basata sul valore del parametro V_{S30}^1 . La relazione di attenuazione di Ambraseys et al. (1996) è descritta dalla seguente espressione:

$$\log_{10}(y) = b_1 + b_2 M_S + b_4 \log d + b_A S_A + b_S S_S + \sigma P \quad (3.4)$$

$$d = (r^2 + h_0^2)^{1/2}$$

dove:

y (g) = accelerazione orizzontale di picco del suolo (a_{max}) oppure ordinata dello spettro di risposta in accelerazione orizzontale per un assegnato periodo proprio (T) dell'oscillatore;

r (km) = distanza sorgente-sito intesa come distanza della proiezione in superficie del piano di faglia dal sito;

¹ V_{S30} : velocità media pesata di propagazione delle onde trasversali o di taglio nei primi 30 m di profondità. Viene calcolata con la relazione $V_{S30} = 30 / \sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}$ dove h_i e V_i sono rispettivamente gli spessori e le velocità di propagazione delle onde di taglio associate agli strati i -esimi in cui è stato suddiviso il deposito.

S_A ed S_S = indicatori delle caratteristiche del profilo del terreno nel sito, sulla base di classi di valori della velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i primi 30 m dalla superficie (V_{S30}). Più precisamente, S_A ed S_S assumono i seguenti valori:

$S_A = 0, S_S = 0$ per roccia o materiale molto rigido ($V_{S30} > 750$ m/s)

$S_A = 1, S_S = 0$ per profilo di terreno rigido ($V_{S30} = 360-750$ m/s)

$S_A = 0, S_S = 1$ per profilo di terreno soffice ($V_{S30} = 180-360$ m/s)

$S_A = 1, S_S = 1$ per profilo di terreno molto deformabile ($V_{S30} < 180$ m/s)

I termini b_1 e b_0 ed i fattori b_2, b_4, b_A e b_S sono coefficienti empirici dipendenti dal periodo considerato per l'oscillatore semplice. L'accelerazione a_{max} del suolo coincide con l'ordinata dello spettro di risposta in accelerazione per periodo nullo.

σ = deviazione standard del termine $\log(y)$

P = costante che assume valore = 0 per valori $\log(y)$ pari al 50° percentile e 1 per valori pari all'84° percentile.

3.2.3.2 Relazione di attenuazione di Sabetta e Pugliese (1996)

La banca dati utilizzata è la stessa predisposta dagli autori in un loro precedente studio (Sabetta e Pugliese, 1987) e consiste in 190 componenti orizzontali e 95 componenti verticali. Ai segnali di partenza di registrazioni relative a 17 terremoti italiani (registrazioni accelerometriche dell'ENEL e dell'ENEA) sono stati applicati i seguenti criteri di selezione:

- inclusione di soli terremoti aventi magnitudo locale M_L superiore a 4.5 registrati almeno da due stazioni;
- inclusione di soli terremoti i cui epicentri sono stati determinati con una incertezza inferiore ai 5 km;
- inclusione di soli terremoti le cui magnitudo sono state determinate con un'incertezza inferiore a 0.3 unità,
- inclusione di registrazioni provenienti da stazioni in campo libero.

L'applicazione dei suddetti criteri ha portato alla selezione di 95 registrazioni. La relazione di attenuazione di Sabetta & Pugliese adotta come magnitudo di riferimento la magnitudo M_S per terremoti con $M_S > 5.5$, ed M_L per terremoti più deboli ($M_L < 5.5$), a differenza della relazione Ambraseys, che contempla unicamente la magnitudo M_S . L'espressione analitica della relazione di attenuazione di Sabetta & Pugliese (1996) è la seguente:

$$\log_{10}(y) = a + b \cdot M_S + c \cdot \log_{10}(R^2 + h^2)^{1/2} + e_1 \cdot S_1 + e_2 \cdot S_2 \pm \sigma \quad (3.5)$$

dove:

y (g) = accelerazione orizzontale di picco del suolo (a_{max}) oppure ordinata dello spettro di risposta in accelerazione orizzontale per un assegnato periodo proprio (T) dell'oscillatore semplice;

R (km) = distanza epicentrale;

S_1 ed S_2 = indicatori delle caratteristiche del profilo del terreno nel sito. Assumono entrambi valore zero nel caso di terreni alluvionali ($400 < V_s < 800$ m/s) sottili ($H \leq 20$ m) e profondi ($H > 20$ m). Assumono valore unitario nel caso di terreni rigidi ($V_s > 800$ m/s).

I parametri a ed b e i fattori b , c , e_1 ed e_2 sono coefficienti empirici dipendenti dal periodo considerato. L'accelerazione a_{max} del suolo coincide con l'ordinata dello spettro di risposta in accelerazione per periodo nullo.

σ = deviazione standard del termine $\log_{10}(y)$.

3.2.3.3 Relazione di attenuazione di Ambraseys et al. (2005)

Rispetto alle precedenti leggi predittive dello scuotimento, la legge di Ambraseys et al. (2005) è stata definita sulla base di un numero molto maggiore di registrazioni, e precisamente sulla base di 595 registrazioni triassiali provenienti dall'Europa e dal Medio Oriente. La maggior parte delle registrazioni è di provenienza italiana (174). L'espressione analitica della relazione di attenuazione di Ambraseys (2005) è la seguente:

$$\log_{10}(y) = a_1 + a_2 \cdot M_W + (a_3 + a_4 \cdot M_W) \cdot \log_{10}(d^2 + a_5^2)^{1/2} + a_6 \cdot S_S + a_7 \cdot S_A + a_8 \cdot F_N + a_9 \cdot F_T + a_{10} \cdot F_O \quad (3.6)$$

dove:

y (g) = accelerazione orizzontale di picco del suolo (a_{max}) oppure ordinata dello spettro di risposta in accelerazione orizzontale per un assegnato periodo proprio (T) dell'oscillatore;

d (km) = distanza epicentrale;

S_S ed S_A = indicatori delle caratteristiche del profilo di terreno del sito. Assumono valore $S_S=1$ e $S_A=0$ per suoli soffici e valore $S_S=0$ e $S_A=1$ per suoli rigidi.

F_N , F_T ed F_O = indicatori del meccanismo di rottura che assumono alternativamente valore 1 nel caso di faglia normale, inversa e trascorrente rispettivamente.

I fattori a_i sono coefficienti empirici dipendenti dal periodo considerato. L'accelerazione a_{max} del suolo coincide con l'ordinata dello spettro di risposta in accelerazione per periodo nullo.

3.2.3.4 Influenza del meccanismo focale

Contrariamente alla legge di AMB05, le relazioni di attenuazione AMB96 e SP96 illustrate nei paragrafi precedenti non tengono conto del meccanismo focale. Al fine di includere la presa in conto di questo effetto nelle relazioni predittive di AMB96 e SP96 è stata implementata la procedura proposta da Bommer et al. (2003) che, attraverso dei coefficienti moltiplicativi dell'accelerazione spettrale, consente di prendere in conto dell'effetto prodotto dallo stile di fagliazione prevalente che caratterizza una determinata zona sismogenetica.

I fattori correttivi proposti da Bommer et al. (2003) esprimono il rapporto tra l'intensità dello scuotimento dovuto a faglie inverse e normali rispetto all'intensità dello scuotimento dovuto a faglie trascorrenti (rispettivamente $F_{R:SS}$ e $F_{N:SS}$). Questi fattori, usati in combinazione con un criterio di classificazione dei meccanismi di fagliazione simile a quello proposto da Sadigh et al. (1997), consentono di sostituire tre distribuzioni lognormali specifiche per tipo di faglia - normale (N), inverso (R) o trascorrente (SS) - alla distribuzione lognormale che corrisponde alla relazione di attenuazione "media".

Il contributo delle tre distribuzioni rispetto a quella "media", è definito in base al numero di terremoti che, nella banca dati adottata per derivare le relazioni di attenuazione, risultano classificati all'interno di ciascuna delle tre categorie (Bommer et al., 2003). Lo scarto quadratico medio delle relazioni di attenuazione modulate può essere assunto, in modo cautelativo, uguale a quello della relazione media (Bommer et al., 2003).

La Tabella 3.2 illustra i coefficienti correttivi determinati per le relazioni di AMB96 e SP96. Tali coefficienti sono stati applicati alle relative leggi di attenuazione in funzione dello stile di fagliazione in ognuna delle zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano Solvay.

La Fig. 3.3 illustra il meccanismo di rottura prevalente che caratterizza le 36 zone sismogenetiche di ZS9 secondo quanto indicato nel lavoro di Meletti e Valensise (2004).

Tabella 3.2 Coefficienti correttivi per lo stile di fagliazione prevalente da applicare alle relazioni predittive di Ambraseys et al. (1996) e Sabetta e Pugliese (1996).

Legge di attenuazione	$F_{R:EQ}$	$F_{N:EQ}$	$F_{SS:EQ}$
AMB96	1.13	0.88	0.93
SP96	1.15	0.89	0.94

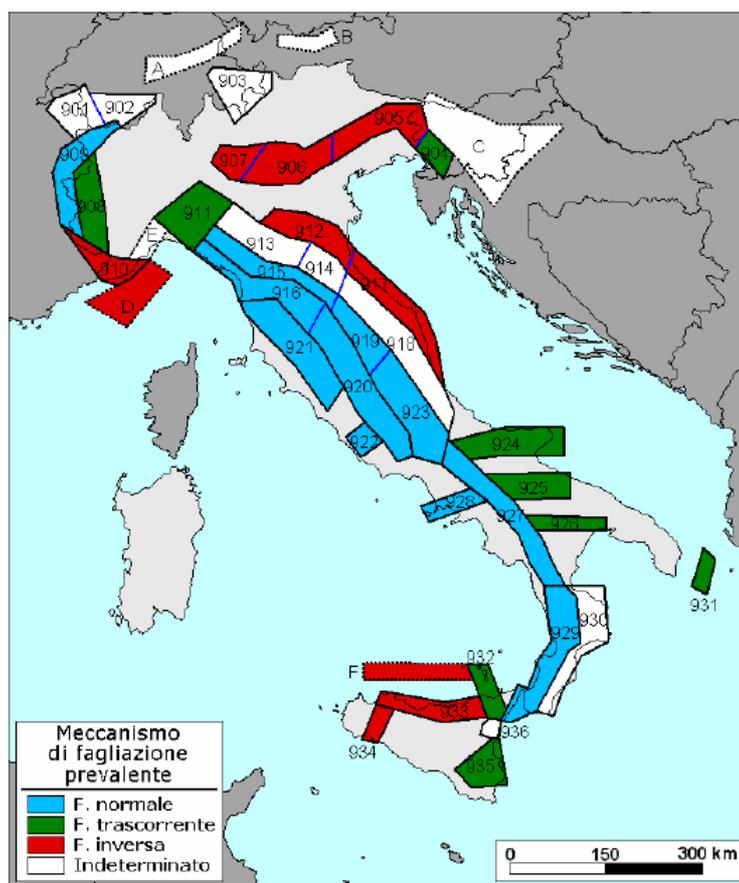


Figura 3.3 Meccanismo di fagliazione prevalente nelle 36 zone sismogenetiche di ZS9 (da Meletti e Valensise, 2004).

Come mostra la Fig. 3.3, per alcune delle zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano Solvay, risulta indeterminato il meccanismo di fagliazione prevalente. Poiché la ZS903 risulta molto distante dal sito di studio e quindi la sua influenza sulla pericolosità sismica di Rosignano è molto bassa, si è

ritenuto cautelativamente di considerare per tale zona uno stile di fagliazione prevalente tipo faglia inversa. La stessa scelta è stata effettuata per le rimanenti zone ZS913, ZS914 e ZS918 in quanto tutte confinanti con zone sismogenetiche a stile di fagliazione tipo faglia inversa (ZS912 e ZS917).

3.2.3.5 Confronto tra relazioni di attenuazione

Al fine di valutare le differenze tra i valori di scuotimento predetti dalle leggi di attenuazione utilizzate in questo studio, esse sono state confrontate al variare della distanza epicentrale. Le Figg. 3.4, 3.5 e 3.6 illustrano il confronto tra le curve di attenuazione associate alle relazioni di Ambraseys et al. (1996), Sabetta e Pugliese (1996) e Ambraseys et al. (2005) per un periodo spettrale corrispondente rispettivamente ad a_{max} (nel nostro caso 0.01s), 1s e 2s. Le curve sono state calcolate per un valore di magnitudo $M_w = 6.0$ e sono stati eliminati i coefficienti che tengono conto del meccanismo focale.

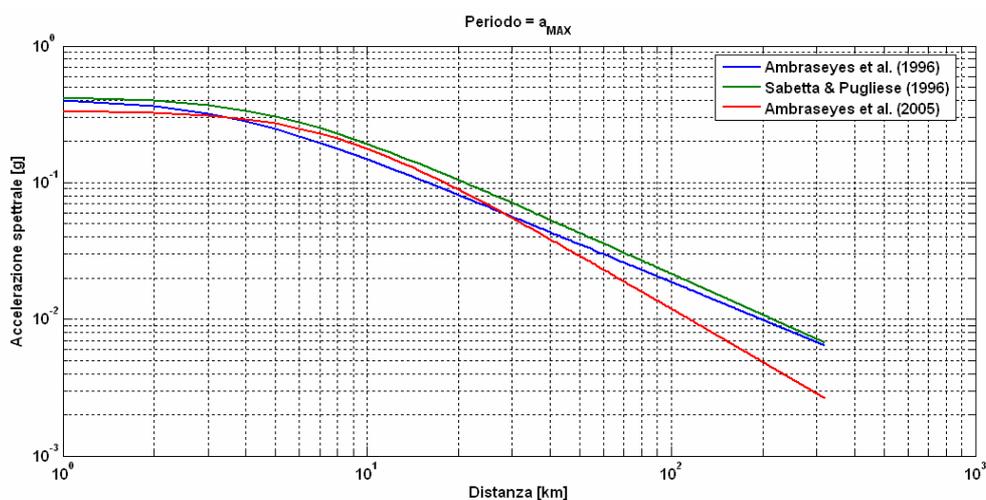


Figura 3.4 Confronto tra le curve di attenuazione delle leggi AMB96, SP96 e AMB05 considerate nel presente studio e per il periodo spettrale corrispondente ad a_{max} (0.01s). Le leggi sono state depurate dei fattori di meccanismo focale. Il calcolo è stato effettuato per un valore di magnitudo $M_w=6.0$.

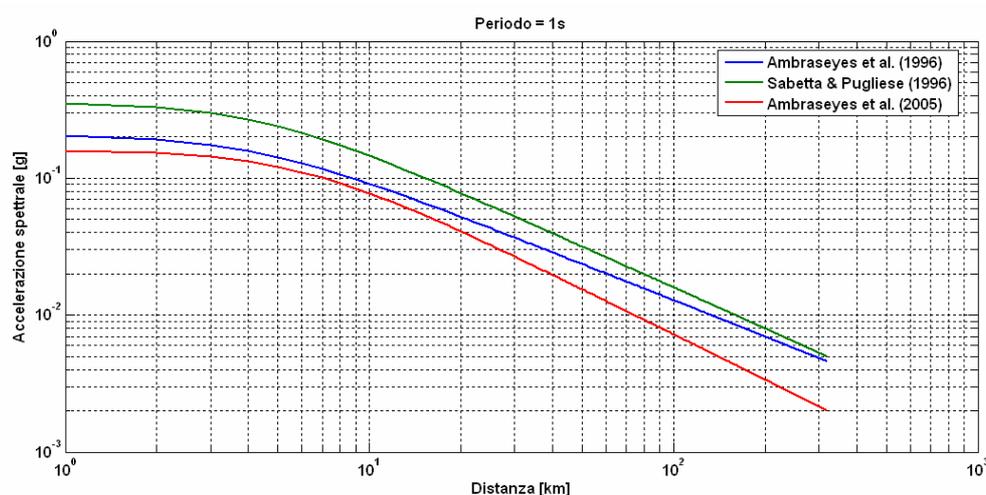


Figura 3.5 Confronto tra le curve di attenuazione delle leggi AMB96, SP96 e AMB05 considerate nel presente studio e per un'accelerazione spettrale corrispondente ad 1s. Le leggi sono state depurate dei fattori di meccanismo focale. Il calcolo è stato effettuato per un valore di magnitudo $M_w=6.0$.

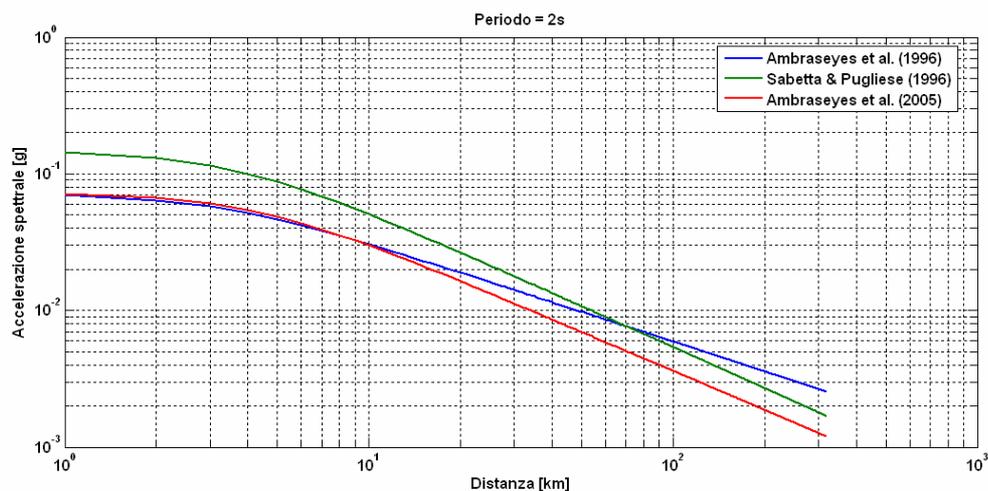


Figura 3.6 Confronto tra le curve di attenuazione delle leggi AMB96, SP96 e AMB05 considerate nel presente studio e per un'accelerazione spettrale corrispondente ad 2s. Le leggi sono state depurate dei fattori di meccanismo focale. Il calcolo è stato effettuato per un valore di magnitudo $M_w=6.0$.

Il confronto mette in evidenza la tendenza della relazione di AMB05 a sottostimare l'intensità dell'accelerazione spettrale rispetto alle relazioni AMB96 e SP96 soprattutto per valori relativamente elevati della distanza epicentrale.

Le Figg. 3.7, 3.8 e 3.9 illustrano invece il confronto, per ciascuna delle tre curve di attenuazione considerate e per un valore dell'accelerazione spettrale corrispondente ad a_{max} , rispetto all'influenza dello stile di fagliazione. Anche in questo caso il calcolo è stato effettuato per un valore di magnitudo $M_w=6.0$. Nei grafici è anche mostrato il confronto con il grafico depurato dal coefficiente che tiene conto del meccanismo di rottura.

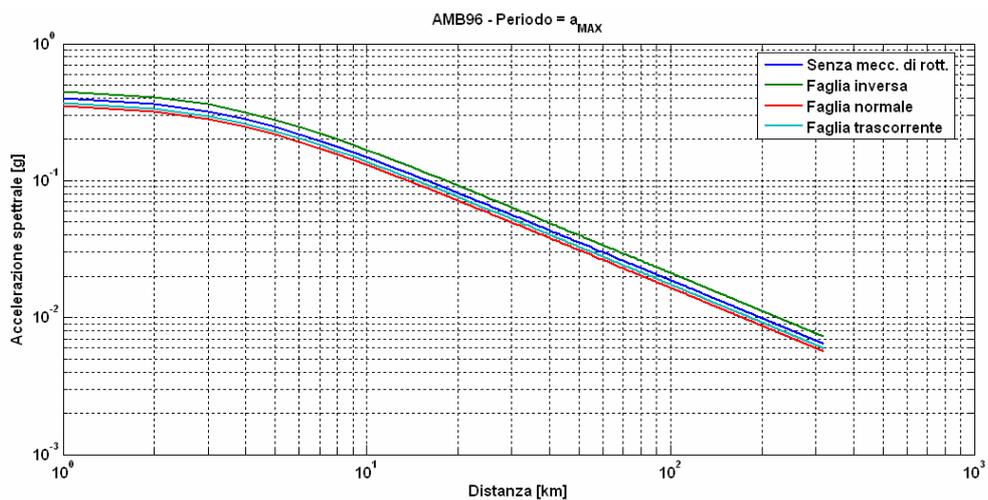


Figura 3.7 Confronto tra le curve di attenuazione per la legge AMB96, per il periodo spettrale corrispondente ad a_{max} (0.01s), per i diversi meccanismi di rottura e per un valore di magnitudo $M_w=6.0$.

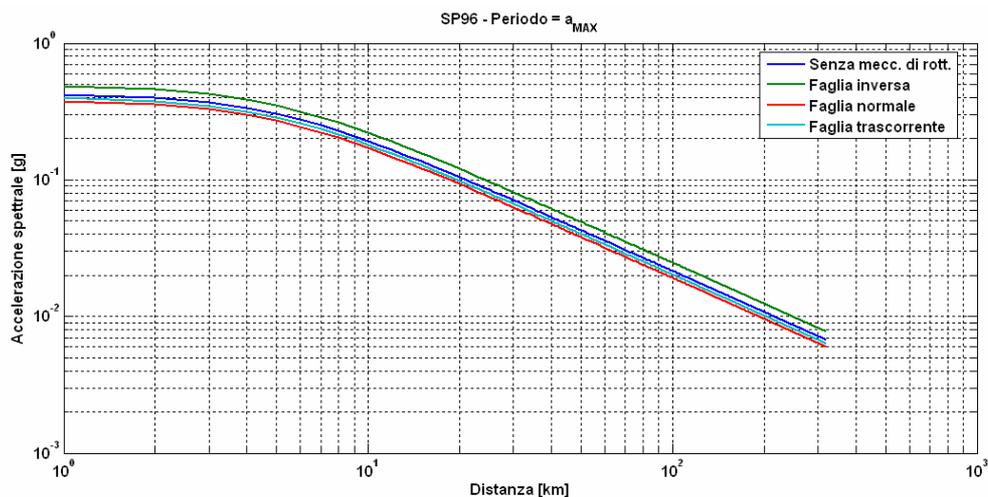


Figura 3.8 Confronto tra le curve di attenuazione per la legge SP96, per il periodo spettrale corrispondente ad a_{max} (0.01s), per i diversi meccanismi di rottura e per un valore di magnitudo $M_w=6.0$.

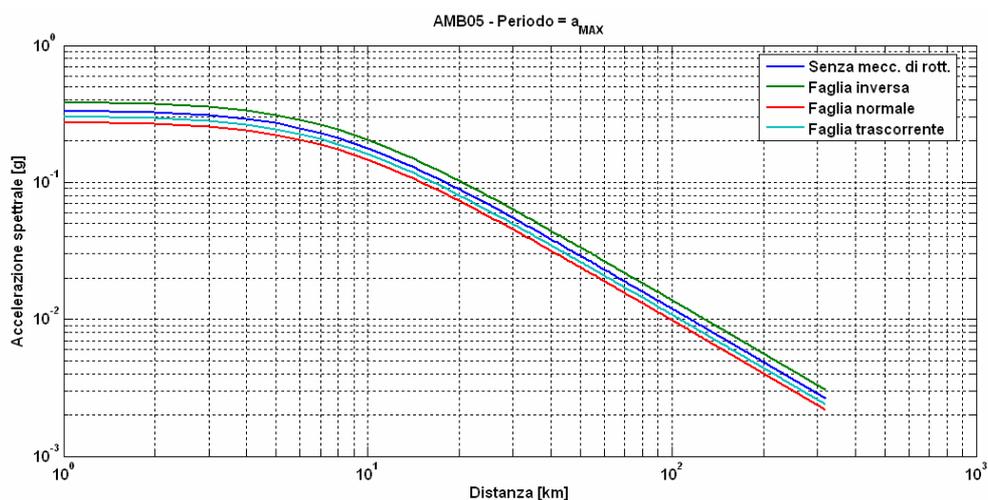


Figura 3.9 Confronto tra le curve di attenuazione per la legge AMB05, per il periodo spettrale corrispondente ad a_{max} (0.01s), per i diversi meccanismi di rottura e per un valore di magnitudo $M_w=6.0$.

Le figure mostrano per tutte e tre le leggi di attenuazione che lo stile di fagliazione più penalizzante (e cioè quello che genera valori maggiori dello scuotimento) è quello relativo alle faglie inverse. Per contro e in accordo alle attese (Bommer et al., 2003) le faglie normali producono un'intensità minore dello scuotimento.

3.2.4 MODALITÀ DI ATTENUAZIONE DELLO SCUOTIMENTO SISMICO (COMPONENTE VERTICALE)

Delle leggi di attenuazione considerate per la determinazione dello scuotimento orizzontale, soltanto la relazione di Sabetta e Pugliese (1996) e quella di Ambraseys et al. (2005) contemplano anche i coefficienti da adottare per la determinazione dello scuotimento verticale. Nello studio che segue queste due leggi di attenuazione verranno utilizzate per la definizione degli spettri di risposta in accelerazione relativi alla componente verticale. Esse si differenziano rispetto a quelle relative alla componente orizzontale solo per i coefficienti adottati per i diversi periodi spettrali, mentre viene mantenuta invariata la struttura funzionale espressa rispettivamente dalle Eq. (3.5) e (3.6).

3.3 ANALISI PROBABILISTICA DI PERICOLOSITÀ SISMICA

3.3.1 METODO DI CORNELL - MCGUIRE

Il metodo seguito per la valutazione della pericolosità sismica con l'approccio probabilistico è quello standard di Cornell-McGuire (Cornell, 1968) mediante il quale sono stati calcolati i valori di a_{max} e gli spettri di risposta isoprobabili su suolo di tipo rigido riferiti ai periodi di ritorno di 475 e 10.000 anni. Il calcolo è stato effettuato utilizzando le relazioni predittive di Sabetta e Pugliese (1996), di Ambraseys et al. (1996) e di Ambraseys et al. (2005). I tassi di sismicità sono stati calcolati adottando le relazioni frequenza-magnitudo di *Gutenberg-Richter* troncate superiormente. Il valore di a_{max} calcolato e lo spettro di risposta isoprobabile riferito al periodo di ritorno di 475 anni sono stati confrontati con i risultati ottenuti dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (<http://www.mi.ingv.it/>) nell'ambito dello studio di pericolosità sismica condotto sul territorio nazionale. L'analisi probabilistica della pericolosità sismica condotta con il metodo di Cornell-McGuire può essere descritta nei seguenti quattro passi:

- Identificazione e caratterizzazione delle sorgenti sismiche in grado di produrre scuotimenti significativi al sito. Assegnando probabilità uniformemente distribuita ad ogni sorgente, gli eventi sismici hanno uguale probabilità di verificarsi all'interno della stessa zona sismogenetica.
- Caratterizzazione dell'occorrenza temporale degli eventi. Per caratterizzare la sismicità di ogni sorgente si utilizzano le relazioni di ricorrenza di *Gutenberg-Richter* (vedi § 3.2.1) limitate superiormente che specificano il tasso medio di eccedenza per ogni classe di magnitudo.
- Determinazione attraverso le relazioni predittive del valore del parametro di scuotimento (ad es. accelerazione spettrale) al sito per ogni possibile coppia magnitudo-distanza epicentrale che può essere generato da ognuna delle sorgenti sismogenetiche afferenti al sito.
- Calcolo del parametro di scuotimento al sito come somma dei contributi delle diverse zone sismogenetiche afferenti al sito tenendo conto delle incertezze riguardanti l'ubicazione e la severità degli eventi al fine di ottenere la probabilità che un prefissato valore del parametro di scuotimento possa essere superato durante un certo intervallo di tempo o in modo equivalente stabilire il suo periodo di ritorno.

L'analisi di pericolosità sismica condotta con il metodo probabilistico determina il numero annuo di eventi che produce un valore A del parametro di scuotimento prescelto del suolo (per es. a_{max} oppure una accelerazione spettrale) superiore ad una soglia α prefissata. Questo numero di eventi all'anno ν è la *frequenza annuale di eccedenza* mentre l'inverso di ν è il *periodo di ritorno*. Per sorgenti sismiche di tipo areale (come nel caso della ZS9), i terremoti vengono comunque assunti puntuali con una distribuzione della probabilità della distanza sorgente-sito avente la forma illustrata in Fig. 3.10.

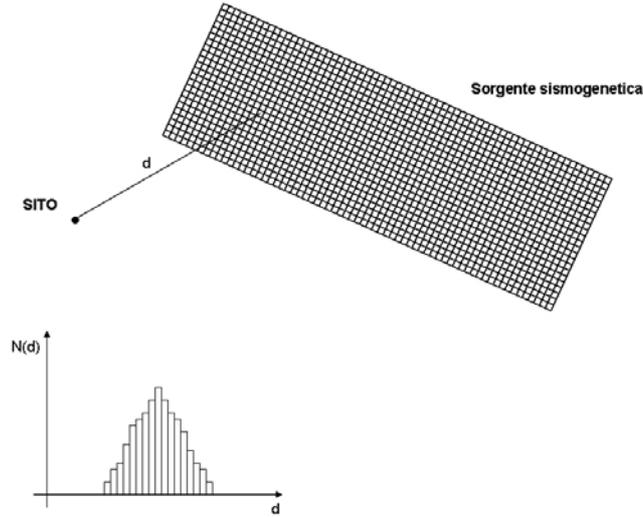


Figura 3.10 Distribuzione della probabilità della distanza sorgente-sito nel caso di sorgente di tipo areale.

Il calcolo prevede quindi l'integrazione delle distribuzioni di probabilità di magnitudo, ottenute con la determinazione delle leggi di ricorrenza di *Gutenberg-Richter* valide per ognuna delle zone sismogenetiche afferenti al sito, e di distanza che sono funzione della dimensione della zona sismogenetica e della sua posizione rispetto al sito di interesse secondo la relazione:

$$\nu_i(A > z) = N_i(M_{\min}) \int_{r=0}^{\infty} \int_{m=M_{\min}}^{M_{\max_i}} \int_{\varepsilon=\varepsilon_{\min}}^{\varepsilon_{\max}} f_m(m) f_r(r) f_\varepsilon(\varepsilon) P(A > z | m, r, \varepsilon) dr dm d\varepsilon \quad (3.7)$$

dove:

$N_i(M_{\min})$ = tasso di sismicità con magnitudo maggiore di M_{\min} per la sorgente i -esima;

r = misura della distanza sorgente-sito;

m = magnitudo;

ε = numero di scarti quadratici medi del moto al suolo rispetto al valore mediano;

M_{\max_i} = valore massimo di magnitudo per la sorgente i -esima;

$f_m(m)$ e $f_r(r)$ = distribuzioni di probabilità per magnitudo e distanza;

$f_\varepsilon(\varepsilon)$ = distribuzione di probabilità di variabilità del moto al suolo;

$P(A > z | m, r, \varepsilon)$ = probabilità che il moto al suolo causato da una sorgente di magnitudo m posta ad una distanza r e con un numero di scarti quadratici medi ε ecceda il livello di soglia z .

Poiché magnitudo, distanza e numero di scarti quadratici medi descrivono completamente il moto sismico al suolo, la quantità $P(A > z | m, r, \varepsilon)$ assume alternativamente il valore uguale a zero oppure il valore uguale ad uno.

3.3.2 CODICE DI CALCOLO UTILIZZATO

L'analisi probabilistica di pericolosità sismica è stata effettuata con il codice di calcolo EZ-FRISK ver. 7.01 (*Risk-Engineering Inc.*). Il software utilizza come dati di input oltre alle elaborazioni del catalogo dei terremoti (analisi di completezza e tassi di sismicità), le geometrie delle sorgenti sismogenetiche e le relazioni di attenuazione selezionate per determinare il livello di scuotimento atteso al sito di interesse. Le sorgenti sismogenetiche possono essere specificate sia a sviluppo lineico (come nel caso di lineamenti tettonici e di faglie), sia a sviluppo areale (come nel caso in esame). Il software contiene al suo interno un'ampia raccolta di relazioni di attenuazione, tra le quali anche quella di Ambraseys et al. (1996) e Sabetta & Pugliese (1996). Per lo studio in esame è stata introdotta all'interno del codice anche la più recente relazione di Ambraseys et al. (2005). Il metodo di calcolo utilizzato dal programma è quello sopra menzionato di Cornell–McGuire il quale cumula l'effetto in termini probabilistici di tutte le sorgenti sismogenetiche afferenti al sito con i tassi di sismicità a loro assegnate.

3.3.3 RISULTATI DELLE ANALISI PER LA COMPONENTE ORIZZONTALE

L'analisi probabilistica di pericolosità sismica, condotta per il sito di Rosignano Solvay ha consentito di calcolare le curve di pericolosità e gli spettri di risposta isoprobabili tenendo conto delle incertezze che concorrono alla definizione della pericolosità secondo un approccio ad *albero logico* (Reiter, 1991; Kramer, 1996). In particolare sono state considerate assunzioni alternative con riferimento alle relazioni predittive dello scuotimento e alla massima magnitudo assegnata a ciascuna zona sismogenetica. La Fig. 3.11 illustra schematicamente i rami dell'albero logico adottato nello studio.

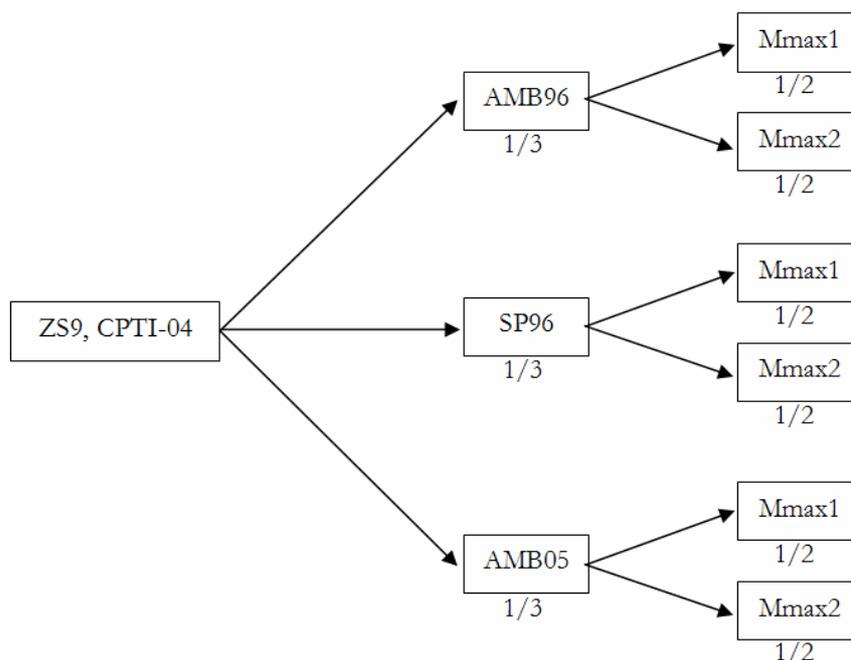


Figura 3.11 Albero logico adottato per la definizione degli spettri di risposta isoprobabili al sito di Rosignano Solvay.

Il catalogo dei terremoti CPTI-04 e la zonazione sismogenetica ZS9 sono stati assunti senza considerare possibili alternative e ciò coerentemente all'approccio seguito dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (GDL MPS, 2004) nello studio di pericolosità sismica condotto sul territorio nazionale. Per le scelte alternative sulle leggi di attenuazione e le modalità di calcolo dei valori massimi

di magnitudo sono stati assunti uguali pesi non essendovi ragioni evidenti per favorire una particolare scelta. Il risultato finale è ottenuto combinando in una media pesata i risultati ottenuti dalle analisi effettuate in corrispondenza di ogni ramo dell'albero logico. Così ad esempio, l'accelerazione spettrale corrispondente ad un particolare valore del periodo strutturale è stato ottenuto dalla media pesata di 6 accelerazioni spettrali secondo lo schema indicato in Fig. 3.11.

Ora, prima di procedere alla illustrazione dei risultati finali, vengono dapprima riportati gli esiti delle determinazioni parziali relative ai singoli rami dell'albero logico.

3.3.3.1 Spettri di risposta isoprobabili con periodi di ritorno di 475 e 10.000 anni – Analisi con Mmax1.

Le curve di pericolosità sismica descrivono la variazione di un determinato valore di un parametro di scuotimento in funzione della frequenza annuale di eccedenza. La Fig. 3.12 mostra le curve di pericolosità calcolate al sito di Rosignano Solvay per la componente orizzontale dell'accelerazione spettrale per $T = 0.01$ sec (a_{max}) con riferimento alle tre relazioni di attenuazione utilizzate. Le magnitudo massime assegnate alle diverse ZS sono quelle corrispondenti a Mmax1.

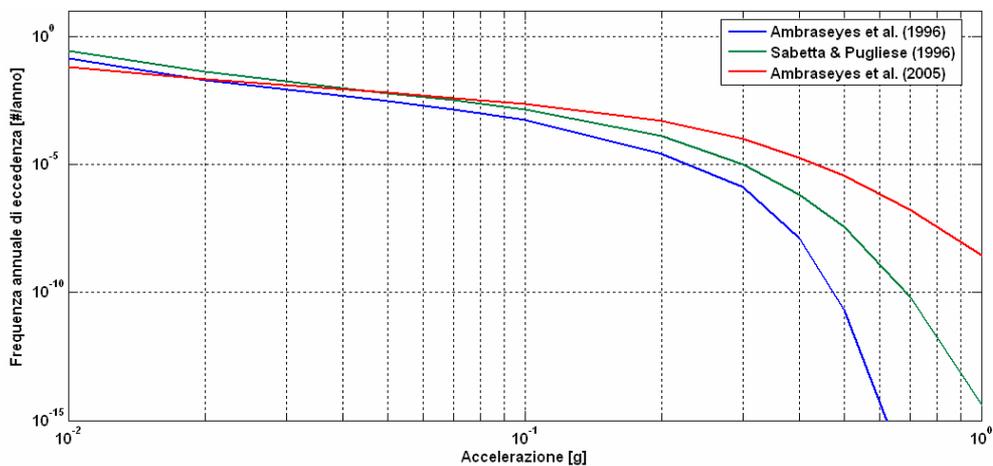


Figura 3.12 Curve di pericolosità sismica per la componente orizzontale di a_{max} calcolate al sito di Rosignano Solvay con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax1.

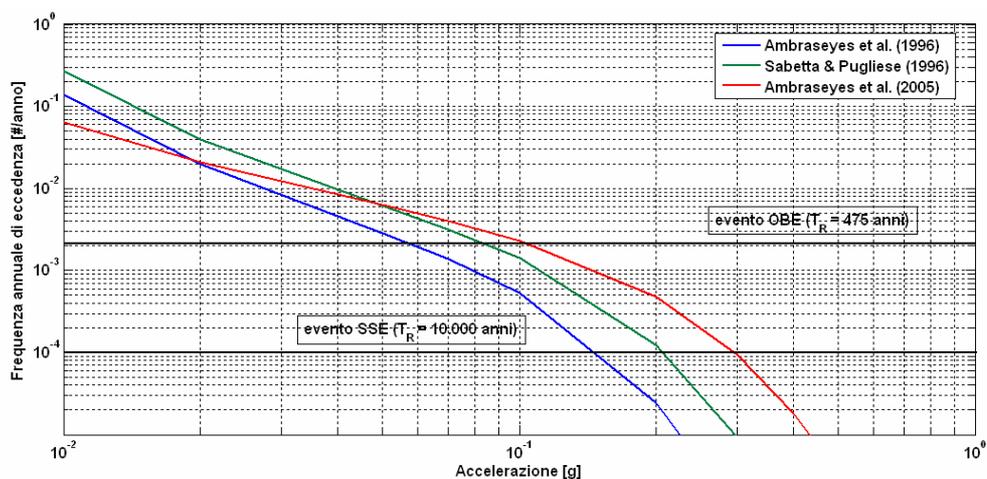


Figura 3.13 Curve di pericolosità sismica per la componente orizzontale di a_{max} calcolate al sito di Rosignano Solvay con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax1. Individuazione delle frequenze annuali di eccedenza corrispondenti agli eventi OBE ed SSE.

Per valori molto piccoli della frequenza di eccedenza annuale (corrispondenti a periodi di ritorno elevati) la figura mostra una forte dipendenza di a_{max} dalla legge di attenuazione utilizzata. Le frequenze annuali di eccedenza corrispondenti agli eventi OBE ed SSE individuano, come mostrato in Fig. 3.13, i valori di a_{max} che corrispondono ai periodi di ritorno di 475 e 10.000 anni rispettivamente. La Fig. 3.13 mostra inoltre come la relazione di attenuazione di AMB96 fornisca valori di a_{max} inferiori rispetto a quelli forniti dalle leggi SP96 e AMB05.

L'analisi ha consentito successivamente di calcolare le curve di pericolosità per diversi valori dell'accelerazione spettrale fino ad un periodo strutturale massimo di 2s. Tali spettri sono stati calcolati per un valore dello smorzamento strutturale pari al 5%. Ciò ha permesso di determinare per il sito di Rosignano Solvay gli spettri di risposta isoprobabili in accelerazione (componente orizzontale) corrispondenti agli eventi OBE ed SSE i quali sono stati riportati nelle Figg. 3.14 e 3.15 rispettivamente.

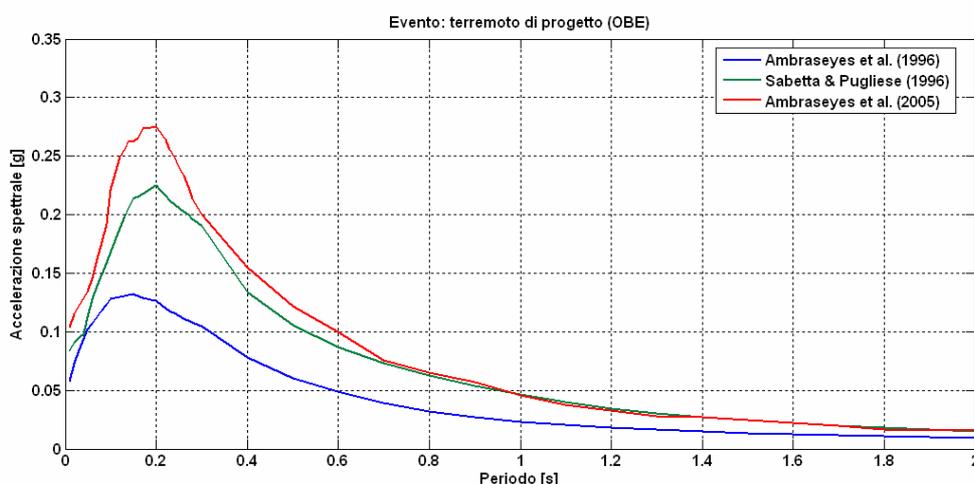


Figura 3.14 Spettri di risposta isoprobabili per la componente orizzontale calcolati al sito di Rosignano Solvay per il periodo di ritorno corrispondente all'evento OBE (475 anni) con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax1.

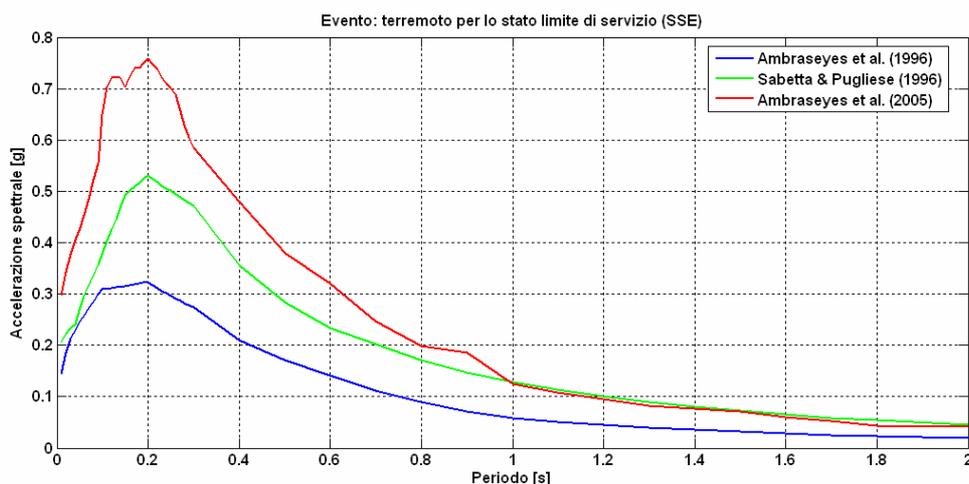


Figura 3.15 Spettri di risposta isoprobabili per la componente orizzontale calcolati al sito di Rosignano Solvay per il periodo di ritorno corrispondente all'evento SSE (10.000 anni) con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax1.

Tali spettri sono stati ottenuti considerando, in analogia ad a_{max} , il valore M_{max1} come magnitudo massima assegnata alle singole ZS. Le Figg. 3.14 e 3.15 mostrano una forte dipendenza degli spettri dalla legge di attenuazione utilizzata confermando quanto già osservato per a_{max} . In particolare la relazione di SP96 produce risultati in qualche modo intermedi (almeno fino ad un periodo strutturale $T = 1$ sec) a quelli prodotti dalle leggi di AMB96 e AMB05, le quali sembrano rappresentare rispettivamente un limite inferiore e superiore della risposta.

Lo spettro di risposta finale viene determinato mediante una media pesata dei risultati ottenuti nei tre rami dell'albero logico corrispondenti alle leggi di attenuazione utilizzate nello studio, secondo quanto indicato nel § 3.3.3. In questo modo si ottengono gli spettri di risposta isoprobabili (componente orizzontale) riportati in Fig. 3.16 che valgono per condizioni di sito rigido e per gli eventi OBE (periodo di ritorno 475 anni) ed SSE (periodo di ritorno 10.000 anni) considerando M_{max1} come magnitudo massima assegnata alle singole zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano Solvay.

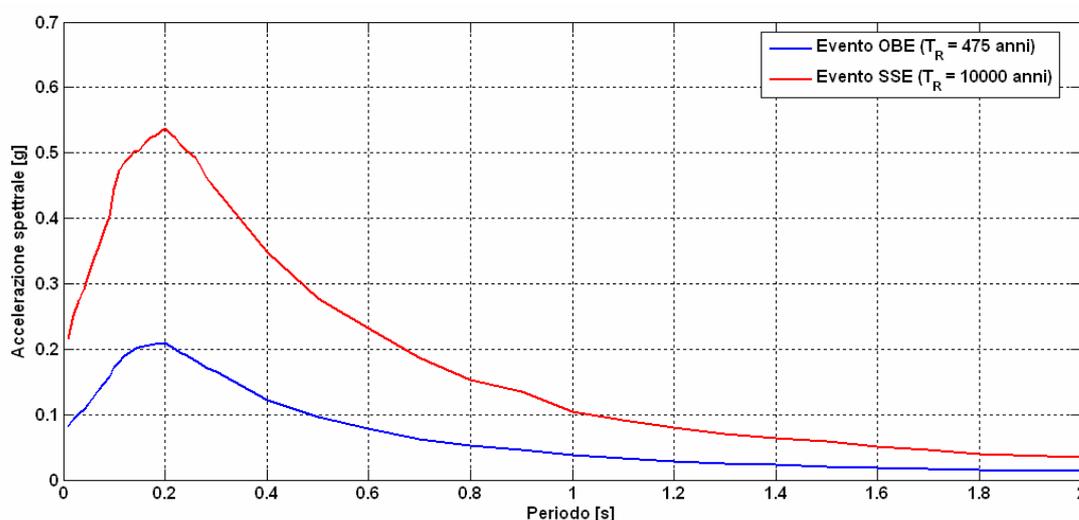


Figura 3.16 Spettri di risposta isoprobabili per la componente orizzontale su sito rigido calcolati a Rosignano Solvay per i periodi di ritorno corrispondenti agli eventi OBE (475 anni) e SSE (10.000 anni). Analisi con M_{max1} .

3.3.3.2 Spettri di risposta isoprobabili con periodi di ritorno di 475 e 10.000 anni – Analisi con M_{max2} .

Come per il caso precedente, sono state determinate separatamente per le tre relazioni di attenuazione di AMB96, AMB05 e SP96, le curve di pericolosità sismica. Questa volta però il calcolo è stato svolto assumendo come magnitudo massima assegnata alle ZS afferenti al sito di Rosignano Solvay, il valore corrispondente a M_{max2} . La Fig. 3.17 mostra le curve di pericolosità corrispondenti alla componente orizzontale dell'accelerazione spettrale per $T = 0.01$ sec (a_{max}) con riferimento alle tre relazioni di attenuazione utilizzate.

L'influenza del valore assunto per M_{max} (vedi Fig. 3.11) sulle curve di pericolosità appare modesta come si evince confrontando le Figg. 3.12 e 3.17 almeno per valori di a_{max} non molto elevati. È confermata invece la forte dipendenza della curva di pericolosità dalla particolare legge di attenuazione selezionata per valori piccoli della frequenza di eccedenza annuale (corrispondenti a periodi di ritorno elevati). Le frequenze annuali di eccedenza corrispondenti agli eventi OBE ed SSE individuano, come mostrato in Fig. 3.18, i valori di a_{max} che corrispondono ai periodi di ritorno di 475 e 10.000 anni rispettivamente. La Fig. 3.18 mostra inoltre come la relazione di attenuazione di AMB96 fornisca valori di a_{max} inferiori rispetto a quelli forniti dalle leggi SP96 e AMB05 e ciò in analogia a quanto già mostrato dalla Fig. 3.13.

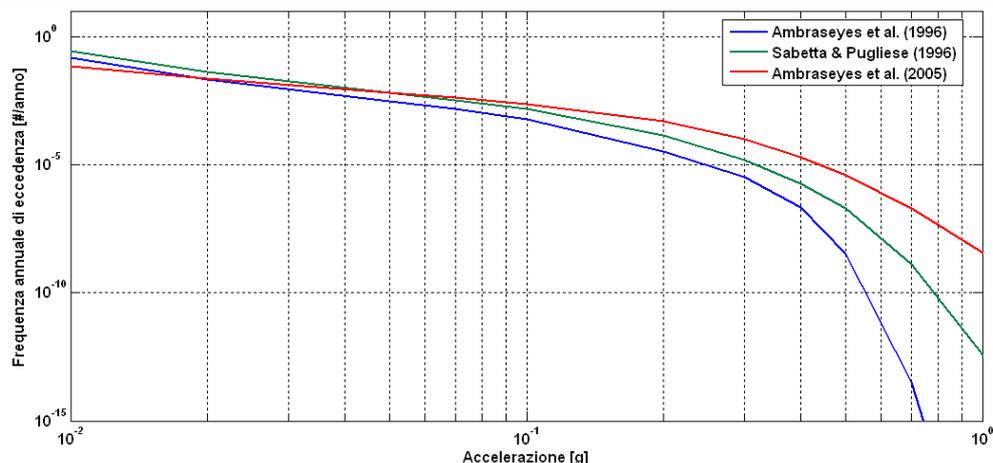


Figura 3.17 Curve di pericolosità sismica per la componente orizzontale di a_{max} calcolate al sito di Rosignano Solvay con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax2.

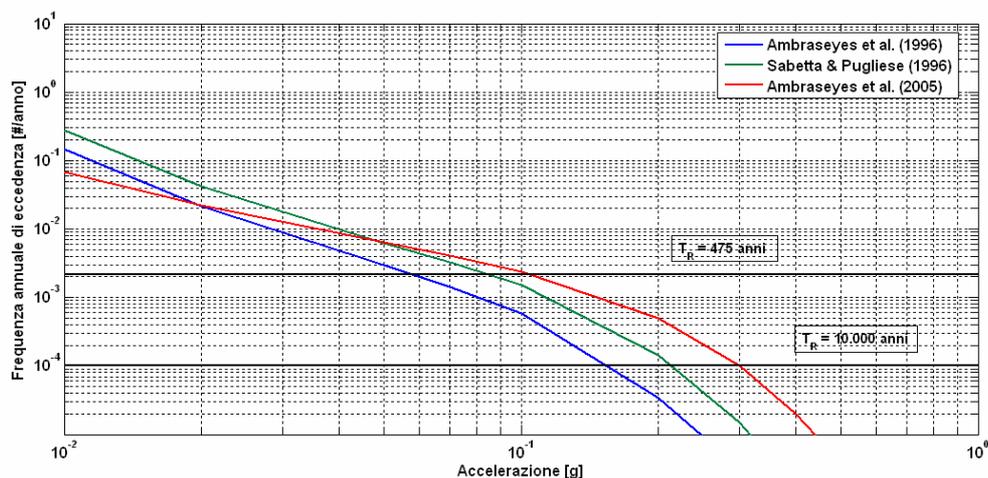


Figura 3.18 Curve di pericolosità sismica per la componente orizzontale di a_{max} calcolate al sito di Rosignano Solvay con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax2. Individuazione delle frequenze annuali di eccedenza corrispondenti agli eventi OBE ed SSE.

L'analisi ha consentito quindi di calcolare le curve di pericolosità per diversi valori dell'accelerazione spettrale fino ad un periodo strutturale massimo di 2s. Tali spettri sono stati calcolati per un valore dello smorzamento strutturale pari al 5%. Ciò ha permesso di determinare per il sito di Rosignano Solvay gli spettri di risposta isoprobabili in accelerazione (componente orizzontale) corrispondenti agli eventi OBE ed SSE i quali sono stati riportati nelle Figg. 3.19 e 3.20 rispettivamente. Tali spettri sono stati ottenuti considerando, in analogia ad a_{max} , il valore Mmax2 come magnitudo massima assegnata alle singole zone sismogenetiche.

Come già era avvenuto per Mmax1 (vedi Figg. 3.14 e 3.15), le Figg. 3.19 e 3.20 mostrano una forte dipendenza degli spettri (soprattutto quello relativo all'evento SSE) dalla specifica legge di attenuazione utilizzata confermando quanto già osservato per a_{max} . In particolare la relazione di SP96 produce risultati in qualche modo intermedi (almeno fino ad un periodo strutturale $T = 1$ sec e soprattutto per l'evento SSE) a quelli prodotti dalle leggi di AMB96 e AMB05, le quali anche qui sembrano rappresentare rispettivamente un limite inferiore e superiore della risposta.

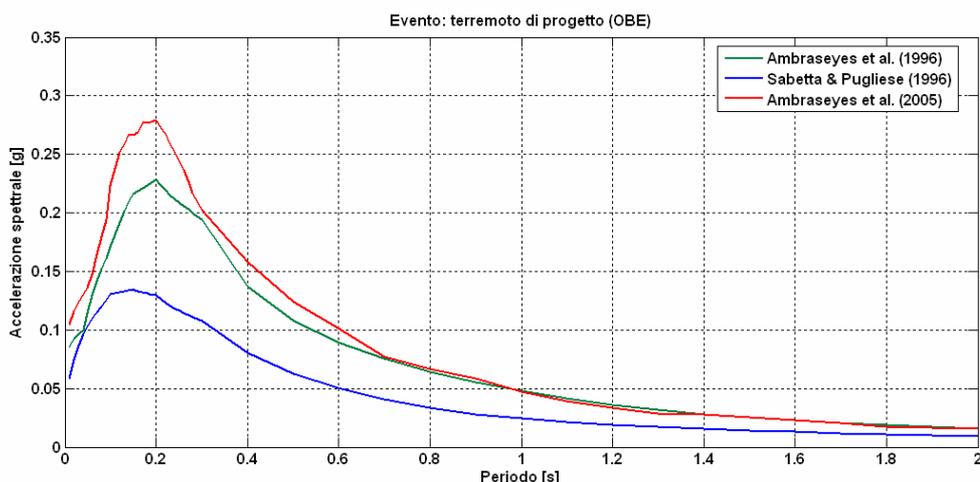


Figura 3.19 Spettri di risposta isoprobabili per la componente orizzontale calcolati al sito di Rosignano Solvay per il periodo di ritorno corrispondente all'evento OBE (475 anni) con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax2.

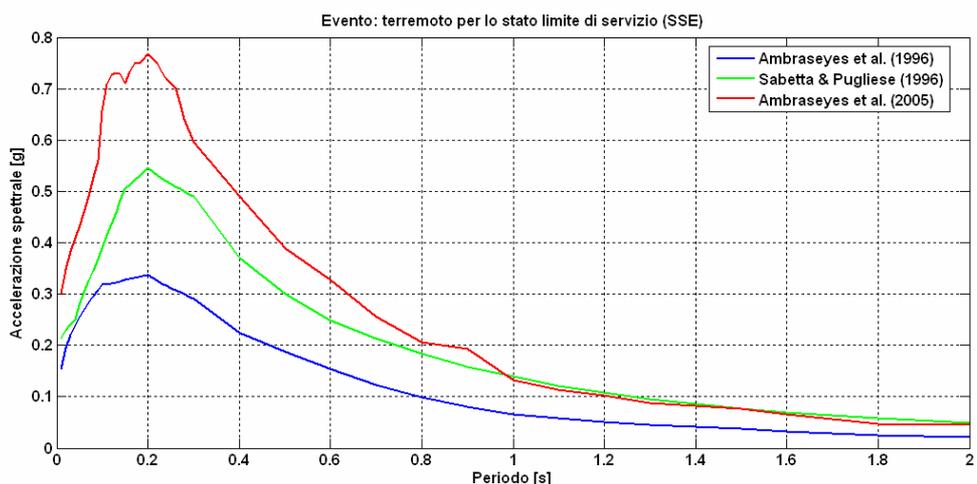


Figura 3.20 Spettri di risposta isoprobabili per la componente orizzontale calcolati al sito di Rosignano Solvay per il periodo di ritorno corrispondente all'evento SSE (10.000 anni) con le relazioni predittive di AMB96, SP96 e AMB05 per sito rigido. Analisi con Mmax2.

Lo spettro di risposta finale viene determinato mediante una media pesata dei risultati ottenuti nei tre rami dell'albero logico corrispondenti alle leggi di attenuazione utilizzate nello studio, secondo quanto indicato nel § 3.3.3. In questo modo si ottengono gli spettri di risposta isoprobabili (componente orizzontale) riportati in Fig. 3.21 che valgono per condizioni di sito rigido e per gli eventi OBE (periodo di ritorno 475 anni) ed SSE (periodo di ritorno 10.000 anni) considerando Mmax2 come magnitudo massima assegnata alle singole zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano Solvay.

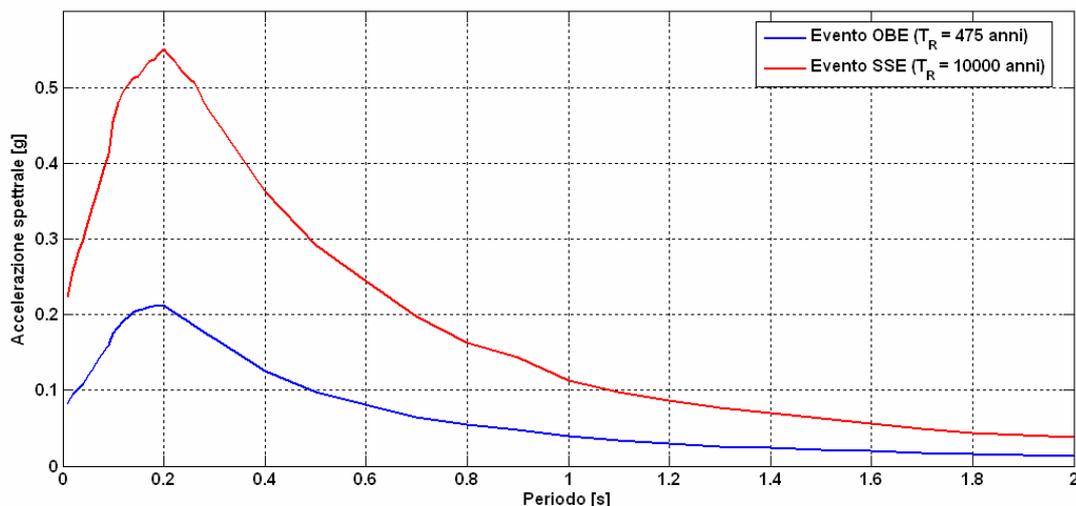


Figura 3.21 Spettri di risposta isoprobabili per la componente orizzontale su sito rigido calcolati a Rosignano Solvay per i periodi di ritorno corrispondenti agli eventi OBE (475 anni) e SSE (10.000 anni). Analisi con Mmax2.

3.3.3.3 Spettri di risposta isoprobabili con periodi di ritorno di 475 e 10.000 anni per il sito di Rosignano Solvay.

Come menzionato al § 3.3.3 il prodotto finale dell'analisi probabilistica di pericolosità sismica è ottenuto combinando in una media pesata i risultati ottenuti dalle analisi effettuate in corrispondenza dei 6 rami dell'albero logico illustrato in Fig. 3.11. La Fig. 3.22 mostra la componente orizzontale degli spettri di risposta isoprobabili in accelerazione calcolati a Rosignano Solvay per condizioni di sito rigido e per un valore dello smorzamento strutturale pari al 5% per gli eventi OBE (periodo di ritorno 475 anni) ed SSE (periodo di ritorno 10.000 anni).

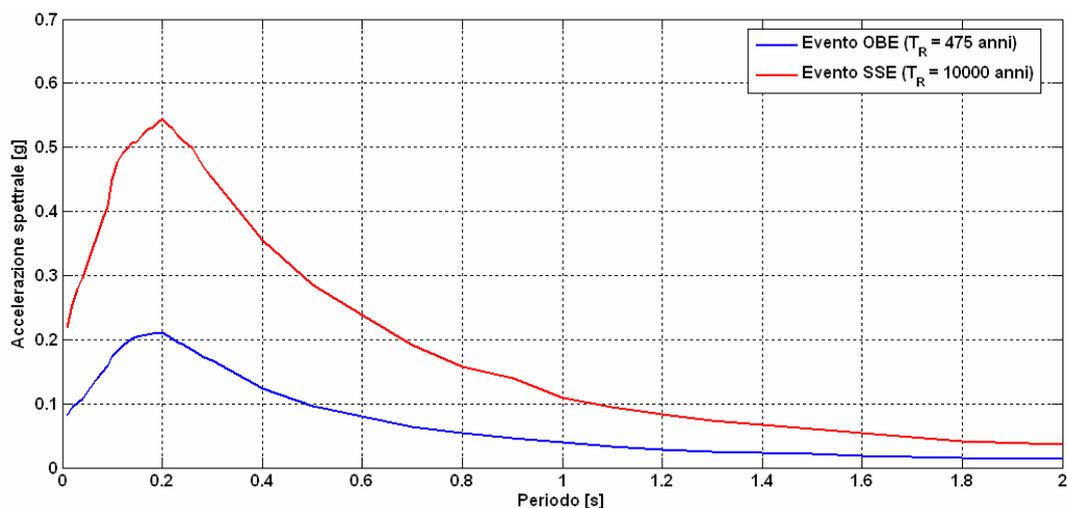


Figura 3.22 Spettri di risposta isoprobabili per la componente orizzontale su sito rigido calcolati a Rosignano Solvay per i periodi di ritorno corrispondenti agli eventi OBE (475 anni) e SSE (10.000 anni).

Il valore di a_{max} corrispondente agli eventi OBE (frequenza di eccedenza pari a 0.21% e periodo di ritorno di 475 anni) ed SSE (frequenza di eccedenza pari a 0.01% e periodo di ritorno di 10.000 anni) risulta rispettivamente pari a 0,082g e 0,219g.

3.3.3.4 Confronto tra lo spettro di risposta isoprobabile corrispondente all'evento OBE con lo spettro di risposta definito dallo studio INGV per Rosignano Solvay.

Recentemente l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia ha pubblicato e messo a disposizione sul proprio sito internet (<http://www.mi.ingv.it/>), gli spettri di risposta probabilistici in accelerazione calcolati per tutto il territorio nazionale, per diversi periodi di ritorno fino ad un massimo di 2475 anni. La Fig. 3.23 illustra il confronto tra lo spettro di risposta isoprobabile calcolato in questo studio per l'evento OBE e lo spettro calcolato da INGV per il periodo di ritorno di 475 anni.

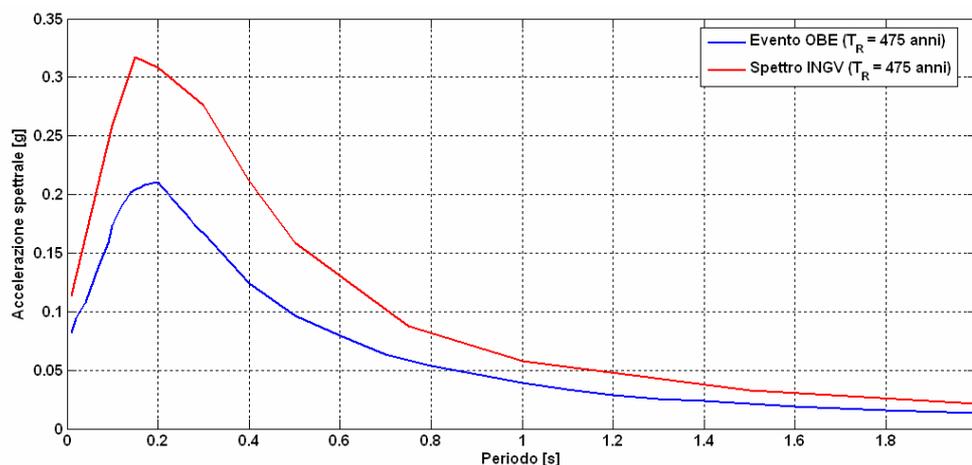


Figura 3.23 Confronto tra lo spettro di risposta isoprobabile (componente orizzontale) calcolato nel presente studio per il periodo di ritorno corrispondente all'evento OBE e lo spettro calcolato da INGV al sito di Rosignano Solvay per il periodo di ritorno di 475 anni.

Lo spettro calcolato da INGV è più severo di quello ottenuto in questo studio per l'evento OBE e questo per tutto il campo di periodi esaminato. Le differenze nei valori delle accelerazioni spettrali sono particolarmente marcate per il campo di periodi compreso tra 0,1 e 0,7 sec, mentre esse sono più modeste per quel che concerne a_{max} . Infatti mentre il valore predetto da INGV è 0,113g quello calcolato in questo studio è 0,082g. Le ragioni di questa diversità tra gli spettri sono da ricercare verosimilmente nella diversa struttura dell'albero logico definito nei due studi, sia per numero di rami (6 rami questo studio, 16 rami l'analisi condotta dall'INGV), sia per la scelta delle assunzioni alternative. Forti differenze esistono per esempio sulle relazioni di attenuazione adottate. Nel lavoro INGV non è stata utilizzata la relazione AMB05 in quanto pubblicata in data successiva al completamento delle analisi. Per contro, nello studio INGV sono state utilizzate relazioni di attenuazione regionali² non contemplate nel presente lavoro. Si rileva infine che il rapporto tra il valore di picco dell'accelerazione spettrale ed a_{max} è di circa 2,9 per lo spettro di risposta calcolato dall'INGV, mentre vale circa 2,3 per lo spettro determinato in questo studio. Nello spettro prescritto dalla normativa italiana (DM 14-09-05 e OPCM 3431 del 03-05-05) e dall'Eurocodice 8 Parte 1 per suolo di categoria A (sito rigido) tale rapporto vale 2.5.

3.3.4 RISULTATI DELLE ANALISI PER LA COMPONENTE VERTICALE

L'analisi probabilistica di pericolosità sismica è stata condotta allo scopo di determinare gli spettri di risposta corrispondenti agli eventi OBE ed SSE relativi anche alla componente verticale dello scuotimento. Essendo la componente verticale di minore importanza per le verifiche strutturali e per le valutazioni di risposta sismica locale, l'analisi è stata condotta adottando due sole leggi di attenuazione: quella di Sabetta e Pugliese (1996) e quella di Ambraseys et al. (2005). Ad esse è stato assegnato il

² calibrate utilizzando dati accelerometrici *strong- e weak-motion*.

medesimo peso. Non è stata considerata l'opzione di adottare due differenti valori di magnitudo massima nelle singole zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano, in quanto ritenuta poco influente ai fini della determinazione dello spettro di risposta verticale.

La Fig. 3.24 mostra le curve di pericolosità calcolate al sito di Rosignano Solvay per la componente verticale dell'accelerazione spettrale per $T=0.01$ sec (a_{max}) con riferimento alle relazioni di attenuazione di SP96 e AMB05. Le differenze tra i risultati prodotti dalle due curve di attenuazione sono modeste almeno per valori della frequenza di eccedenza superiori a 0.01% che corrisponde all'evento SSE. Il valore di a_{max} corrispondente agli eventi OBE (frequenza di eccedenza pari a 0.21% e periodo di ritorno di 475 anni) ed SSE (frequenza di eccedenza pari a 0.01% e periodo di ritorno di 10.000 anni) risulta rispettivamente pari a 0,056g e 0,18g.

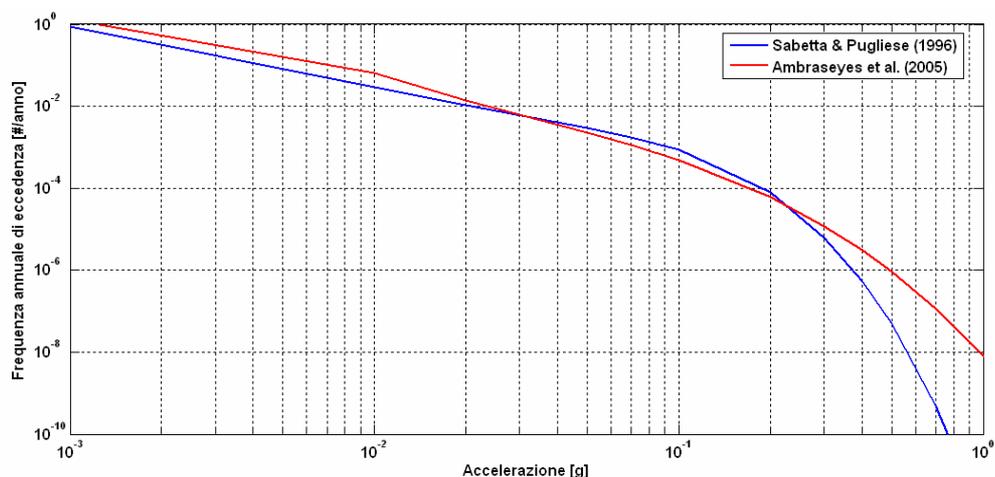


Figura 3.24 Curve di pericolosità sismica per la componente verticale di a_{max} calcolate al sito di Rosignano Solvay con le relazioni predittive di SP96 e AMB05 per sito rigido.

Successivamente alle curve di pericolosità sono stati calcolati gli spettri di risposta isoprobabili fino ad un periodo strutturale massimo di 2s. Tali spettri sono stati calcolati per un valore dello smorzamento strutturale pari al 5% e per condizioni di sito rigido.

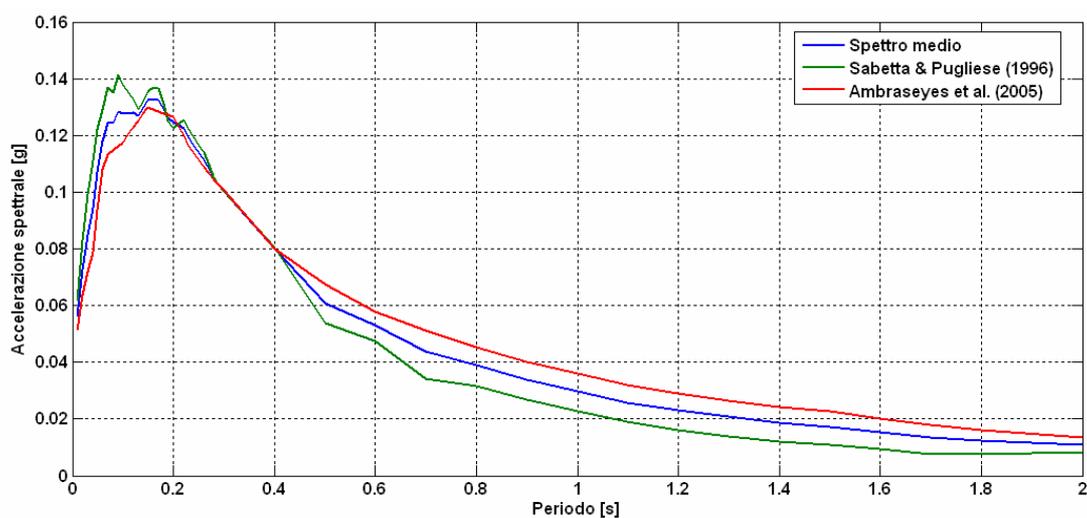


Figura 3.25 Spettri di risposta isoprobabili per la componente verticale calcolati al sito di Rosignano Solvay per il periodo di ritorno corrispondente all'evento OBE (475 anni) con le relazioni predittive di SP96 e AMB05 per sito rigido.

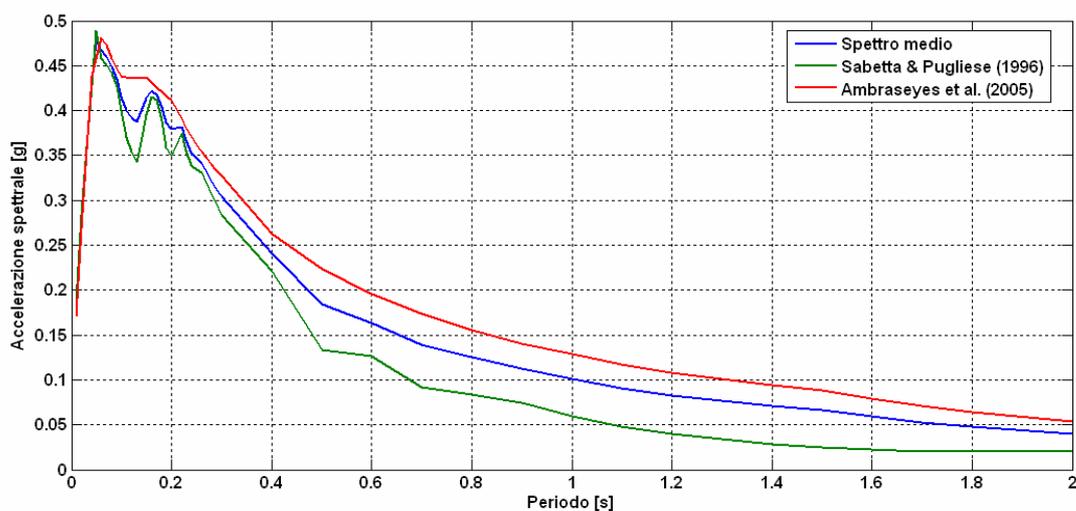


Figura 3.26 Spettri di risposta isoprobabili per la componente verticale calcolati al sito di Rosignano Solvay per il periodo di ritorno corrispondente all'evento SSE (10.000 anni) con le relazioni predittive di SP96 e AMB05 per sito rigido.

Le Figg. 3.25 e 3.26 illustrano per il sito di Rosignano Solvay le componenti verticali degli spettri di risposta isoprobabili in accelerazione corrispondenti agli eventi OBE (periodo di ritorno 475 anni) ed SSE (periodo di ritorno 10.000 anni). Nei grafici delle figure sono stati anche riportati gli spettri corrispondenti ai valori medi delle accelerazioni spettrali. Le differenze tra i risultati ottenuti dalle due leggi di attenuazione SP96 e AMB05 sono meno marcate di quelle riscontrate per gli spettri relativi alla componente orizzontale dello scuotimento.

3.3.5 SPETTRI DI RISPOSTA ISOPROBABILI PER GLI EVENTI OBE ED SSE

T (s)	COMP. ORIZZONTALE		COMP. VERTICALE	
	OBE	SSE	OBE	SSE
	ACC. (G)	ACC. (G)	ACC. (G)	ACC. (G)
0.01	0.082	0.219	0.056	0.180
0.02	0.094	0.254	0.073	0.278
0.03	0.102	0.278	0.085	0.359
0.04	0.108	0.296	0.094	0.432
0.05	0.117	0.317	0.107	0.478
0.06	0.128	0.340	0.118	0.468
0.07	0.139	0.362	0.124	0.460
0.08	0.149	0.387	0.125	0.449
0.09	0.159	0.408	0.129	0.435
0.10	0.174	0.450	0.128	0.415
0.11	0.182	0.476	0.128	0.401
0.12	0.191	0.491	0.128	0.392
0.13	0.196	0.500	0.127	0.387
0.14	0.202	0.507	0.130	0.399
0.15	0.204	0.509	0.133	0.414
0.16	0.206	0.520	0.133	0.422
0.17	0.209	0.528	0.132	0.418
0.18	0.209	0.532	0.129	0.404
0.19	0.210	0.537	0.126	0.386
0.20	0.211	0.544	0.125	0.379
0.21	0.206	0.536	0.124	0.380
0.22	0.202	0.529	0.123	0.382
0.23	0.197	0.520	0.120	0.367
0.24	0.193	0.512	0.117	0.353
0.25	0.188	0.506	0.114	0.347

0.26	0.184	0.499	0.111	0.341
0.27	0.179	0.485	0.108	0.331
0.28	0.175	0.472	0.105	0.322
0.29	0.170	0.462	0.103	0.313
0.30	0.167	0.452	0.100	0.305
0.40	0.124	0.355	0.080	0.241
0.50	0.097	0.285	0.061	0.184
0.60	0.079	0.238	0.053	0.163
0.70	0.064	0.192	0.044	0.139
0.80	0.054	0.158	0.039	0.125
0.90	0.047	0.139	0.034	0.112
1.00	0.039	0.108	0.030	0.101
1.10	0.033	0.094	0.026	0.091
1.20	0.029	0.084	0.023	0.083
1.30	0.025	0.073	0.021	0.076
1.40	0.024	0.067	0.019	0.071
1.50	0.021	0.061	0.017	0.066
1.60	0.019	0.054	0.015	0.059
1.70	0.018	0.048	0.014	0.053
1.80	0.015	0.042	0.012	0.048
2.00	0.013	0.037	0.011	0.040

4 STUDIO DETERMINISTICO DI PERICOLOSITÀ SISMICA

Le Norme UNI-EN1473 stabiliscono che “*Gli studi geologici, tettonici e sismologici*” per gli eventi OBE ed SSE devono essere effettuati seguendo sia un approccio probabilistico, come quello appena illustrato, sia attraverso un’analisi deterministica. Nel secondo caso, l’evento SSE deve corrispondere “*al sisma massimo storicamente verosimile, in grado di verificarsi con epicentro posizionato nel modo più penalizzante rispetto ai suoi effetti in termini di intensità sul sito, pur rimanendo compatibile con i dati geologici e sismici.*” In questo capitolo della relazione vengono pertanto illustrati i risultati ottenuti nello studio di pericolosità sismica condotto a Rosignano Solvay con l’approccio deterministico. Tale studio è stato eseguito mediante la simulazione numerica di un terremoto di scenario a partire dalla attivazione della faglia sismogenetica ritenuta più critica per il sito in esame. L’analisi è stata preceduta da una ricerca bibliografica finalizzata alla definizione del contesto sismotettonico regionale e quindi alla identificazione della sorgente sismica la cui riattivazione produrrebbe gli effetti più gravosi a Rosignano Solvay. I risultati ottenuti dalle simulazioni numeriche sono stati confrontati con quelli desunti dallo studio probabilistico e da quello deterministico basato sulla assunzione di una adeguata legge predittiva dello scuotimento.

4.1 INQUADRAMENTO SISMOTETTONICO

A causa dell’interazione di diversi processi geodinamici, la configurazione geologica italiana risulta essere molto complessa: l’Italia è ubicata a ridosso di due placche convergenti, quella africana e quella europea. Attualmente tale convergenza è in atto secondo una direzione N-S, ad una velocità inferiore a 1 cm/anno (Argus et al., 1989, Dewey et al., 1989, De Mets et al., 1990).

In particolare, la catena appenninica si è sviluppata come conseguenza della chiusura del bacino mediterraneo, generata dalla subduzione della placca Adriatica in direzione occidentale, con la contemporanea generazione del bacino tirrenico. Lungo la parte settentrionale degli Appennini, dal tardo Miocene al Quaternario si osserva l’esistenza contemporanea di componenti distensive nell’area tirrenica e lungo il margine interno dell’arco appenninico, e compressive lungo il margine esterno dell’arco peninsulare (Patacca e Scandone, 1989, Frepoli e Amato, 1997).

La maggioranza degli autori concorda nel interpretare l’origine degli Appennini settentrionali come il risultato della convergenza fra la pre-esistente orogenesi alpina e la crosta continentale del promontorio adriatico della placca africana (cfr. Doglioni et al. 1998, Pauselli et al., 2006).

La configurazione attuale della zona appenninica è caratterizzata dalla presenza di due archi principali: quello degli Appennini settentrionali e quello calabrese, separati nella zona degli Appennini centro-meridionali da un sistema di faglie orientate circa N-S, che sarebbero collegate ad una discontinuità litosferica profonda secondo molti autori (Patacca e Scandone, 1989, Amato et al., 1993). La Fig. 4.1 illustra la struttura geologica italiana di cui si è discusso sopra, mentre in Fig. 4.2 è riportata una sezione schematica al di sotto del sistema tirreno-appenninico.

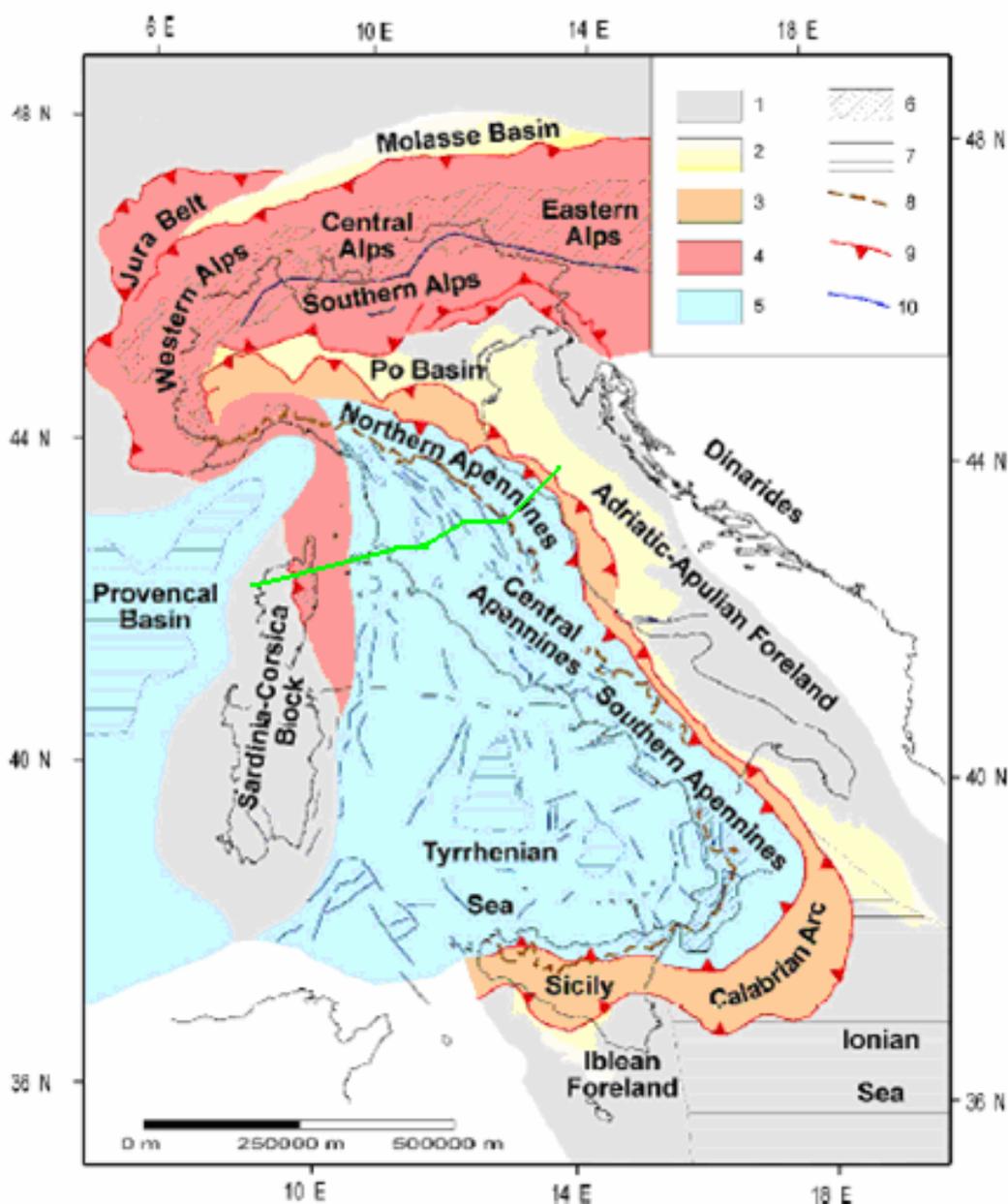


Figura 4.1 Mappa tettonica sintetica dell'Italia e regioni circostanti. 1. aree foreland, 2. depositi foredeep, 3. depositi caratterizzati da regime tettonico compressionale, 4. thrust accresciuti durante l'orogenesi alpina, 5. aree affette da tettonica estensiva, interpretate come un retroarco sviluppato in risposta alla ritrazione orientale della subduzione appenninica in direzione occidentale, 6. affioramenti di basamento cristallino, 7. regioni caratterizzate da crosta oceanica, 8. spartiacque appenninico, 9. faglie inverse, 10. faglie normali. In verde la posizione della sezione CROP03 (modificato da Carminati et al. 2004).

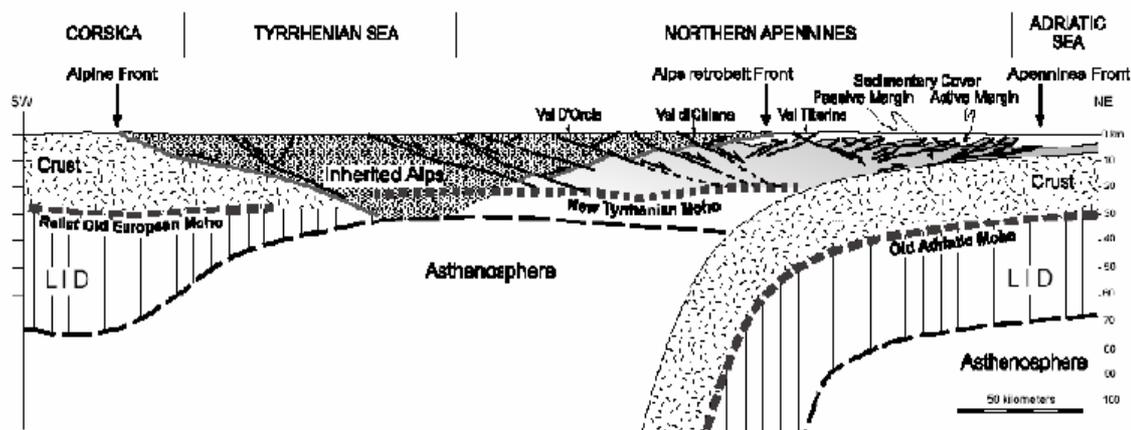


Figura 4.2 Sezione geologica schematica del sistema appenninico-mar Tirreno. La rappresentazione della struttura superficiale degli Appennini è basata sui risultati del profilo sismico CROP-03 (Barchi et al. 1998). (Carminati et al. 2004).

In particolare, la struttura degli Appennini settentrionali, risultante dalla sua complessa evoluzione tettonica (descritta per esempio in Pauselli et al. 2006), può essere divisa in due diversi domini, la cui distinzione è messa particolarmente in evidenza dalle rispettive peculiarità di carattere geologico e geofisico: un dominio “tirrenico” a ovest, dove la deformazione estensiva ha distrutto la preesistente fascia compressiva, e un dominio “adriatico”, dove le strutture compressive sono state conservate (vedi Fig. 4.3).

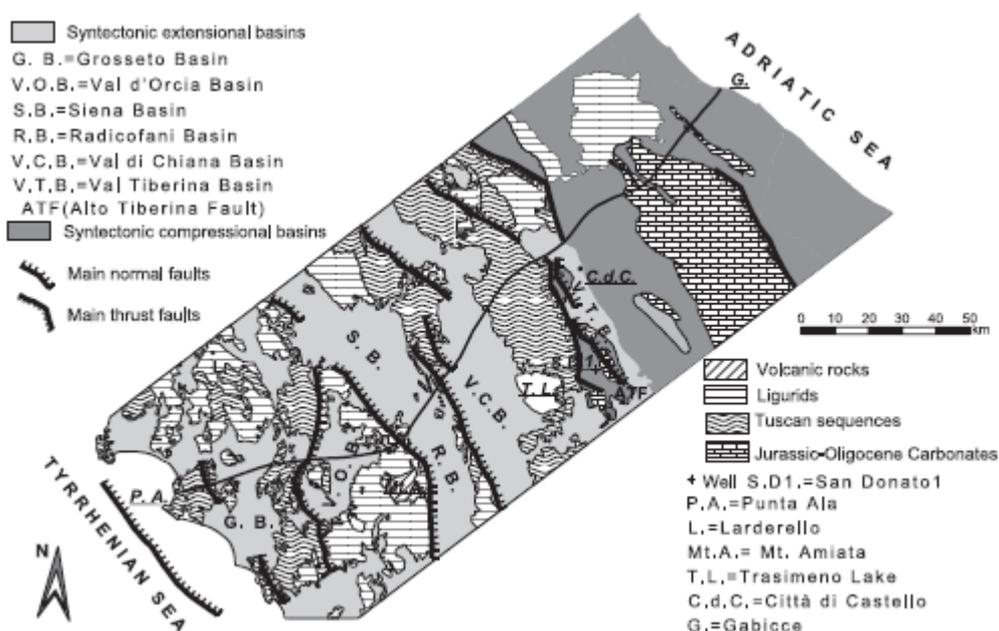


Figura 4.3 Ubicazione del profilo di sismica a riflessione CROP-03, principali unità geologiche e maggiori faglie normali e inverse, modificato da Piali et al. (1998); (Pauselli et al. 2006).

La zona in esame si situa nella parte del dominio tirrenico, caratterizzato da una forte riduzione dello spessore litosferico (circa 30 km, Moho a circa 22-27 km) rispetto al dominio adriatico (70 - 90 km, Moho a circa 35-40 km), (vedi Fig. 4.4).

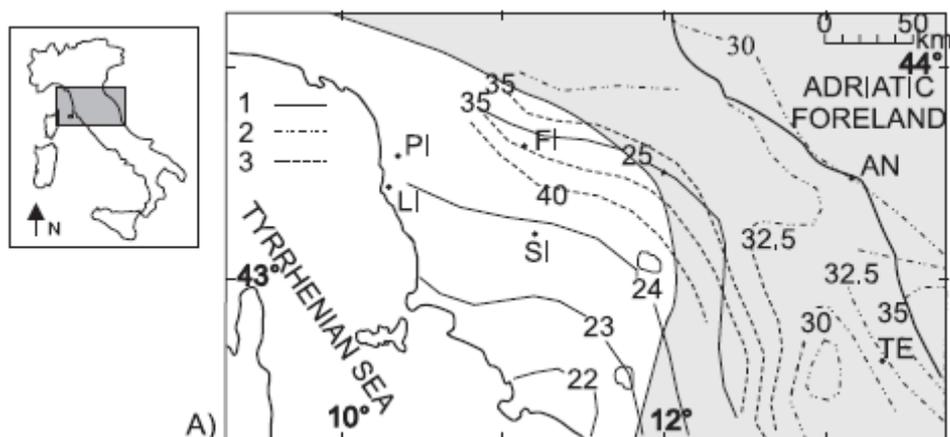


Figura 4.4 Domini tirrenico (in bianco) e adriatico (in grigio) nella regione Toscana. Isolinee di profondità della discontinuità Moho (modificate da Scarascia et al. 1998). 1. linee di profondità nel dominio tirrenico, 2. linee di profondità nel dominio adriatico, 3. fornte Moho nella zona di thrust. (Pauselli et al. 2006).

Le marcate differenze di carattere geologico e geofisico dei due domini rappresentano una testimonianza della presenza contemporanea di comportamenti compressivi ed estensivi in zone adiacenti. Il dominio tirrenico è stato pertanto caratterizzato da regime estensivo da 17 Ma, mentre quello adriatico è stato soggetto a regime compressivo (Pauselli et al. 2006).

Tale assottigliamento della litosfera nella regione Toscana è ottenuto principalmente attraverso un set di zone di taglio a basso angolo immergenti in direzione ENE associate a faglie normali a elevata inclinazione, immergenti in direzione WSW, che caratterizzano l'intensa attività tettonica dell'Italia centrale. (Lavecchia et al., 2003).

Le strutture toscane e appenniniche sono parte di un'unica crosta originale (la cosiddetta Adria), mentre dei profondi thrust SW-immmergenti sono in genere considerati responsabili dello sdoppiamento della Moho (Ponziani et al., 1995; Nicolich, 2001). Una serie di sezioni crostali condotte attraverso il territorio dell'Italia centrale realizzate da Scarascia et al., (1998) mediante modellazione gravimetrica di dati DSS, mostrano chiaramente che la zona di sdoppiamento della Moho rappresenta una struttura di scala regionale.

La sismicità negli Appennini settentrionali è caratterizzata da:

- terremoti di tipo compressionale di scarsa-media energia lungo il margine padano-adriatico
- terremoti a medio-alta energia, generalmente caratterizzati da un meccanismo focale di tipo dip-slip estensivo in corrispondenza dell'asse fra il margine inflesso della placca adriatica e la dorsale tirrenica.
- terremoti superficiali a bassa energia al di sopra e al di sotto della dorsale astenosferica in movimento.

In Fig. 4.5 sono rappresentate le strutture sismogenetiche una cui attivazione produrrebbe terremoti con effetti influenti sulla zona oggetto di studio. Tali strutture sono state indagate nel dettaglio in modo da definire quelle "critiche" per il sito in oggetto.

L'esame congiunto di dati storici, geologici e strumentali mostra una chiara concentrazione di terremoti forti nel settore appenninico della regione Toscana, in diretta continuità con la sismicità che si registra in Umbria, nelle Marche e in Emilia Romagna. La Regione Toscana risulta notoriamente caratterizzata

da una verosimile continuità di meccanismi di deformazione tettonica e conseguente rilascio sismico di tutto il settore appenninico compreso fra la Lunigiana e Sansepolcro, a cui si contrappone però un record storico lacunoso. Il tempo di ricorrenza per l'attivazione di sorgenti sismogenetiche in Italia è stato individuato nell'ordine dei 1000-2000 anni, il che implica che le sorgenti sismogenetiche tendenti a comportarsi in modo "caratteristico" (ossia generando di preferenza il massimo terremoto probabile piuttosto che una serie di terremoti minori), possono essere sfuggite al record storico. In altre parole non si ha garanzia del fatto che l'attività delle varie sorgenti sia rappresentata da uno dei terremoti del catalogo sismico (Meletti et al. 2004). Nel presente lavoro sono state indagate le informazioni disponibili relative sia al massimo terremoto storico generato dalle varie strutture (catalogo parametrico dei terremoti italiani CPTI04), sia alle considerazioni di carattere geologico e geofisico rispetto alle massime magnitudo generabili dalle strutture stesse. In ogni caso ci si è riferiti alla configurazione più gravosa per il sito in oggetto.

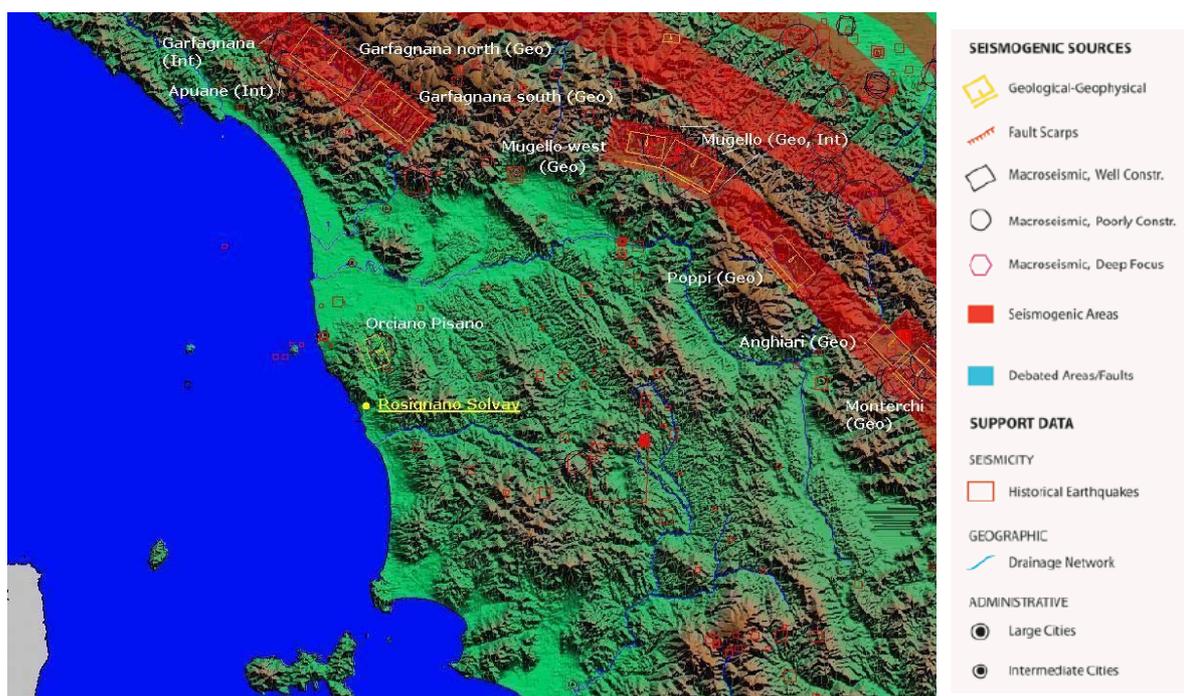


Figura 4.5 Estratto del database DISS 3.0 indicante le aree sismogenetiche e le strutture principali intorno alla zona oggetto di studio.

Come evidenziato in Fig. 4.5, la zona in esame risulta influenzata da una sorgente nelle immediate vicinanze (Orciano Pisano, 15.5 km di distanza) e da diversi sistemi di faglie a basso angolo ($\sim 30^\circ$) estimmergenti che si estende per circa 350 km dalla Lunigiana fino all'Umbria meridionale, sotto il nome di Etrurian Fault System (Fig. 4.6 sin). Tali faglie formano una sorta di bordo a direzione NW-SE per i bacini della Lunigiana-Garfagnana, del Mugello-Casentino e dell'alta valle del Tevere. Come si può osservare in Fig. 4.6 (destra), l'espressione superficiale dell'Etrurian Fault System delimita due zone con differenti gradi di sismicità: il settore occidentale (quello di interesse in questo caso) è caratterizzato da bassa sismicità, con terremoti superficiali (profondità ≤ 7 km) e modesta magnitudo ($M < 5$). Al contrario il settore a est comprende un'area a elevata sismicità, con eventi anche localizzati nella crosta inferiore (profondità 15-20 km) e magnitudo che in alcuni casi giunge a $M = 6.8$ (Gruppo di lavoro CPTI, 1999).

I parametri sismologici di base relativi alla zona oggetto di studio sono stati ottenuti in riferimento alla zonazione sismogenetica ZS9 (INGV, 2004), che fornisce dati di profondità efficaci, meccanismi di fagliazione prevalenti, massime magnitudo attese per tutte le zone sismogenetiche in cui è stato suddiviso il territorio italiano.

Uno zoom sull'area interessata è riportato in Fig. 4.6, in cui sono indicate le sorgenti sismogenetiche in grado di generare un terremoto con $M_w \geq 5.68$ e i meccanismi di fagliazione prevalenti. Il sito oggetto di studio si colloca sul limite settentrionale della ZS 921, per cui è indicato un meccanismo focale di tipo normale.

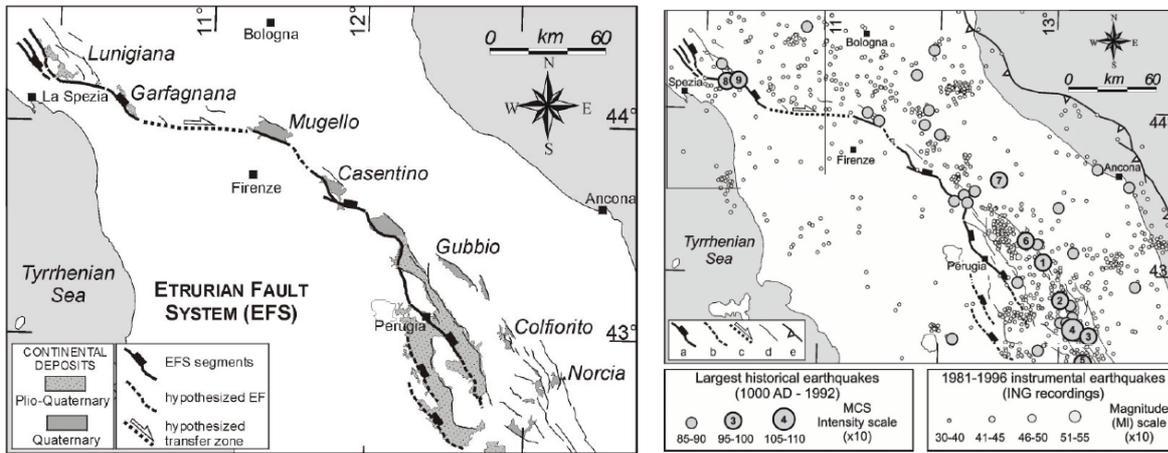


Figura 4.6 Sinistra. Etrurian fault system e principali bacini plio-quadernari associati (da Boncio et al., 2000) Destra. Sismicità strumentale ($M \geq 3$ nel periodo 1981-1996) e storica ($M_m \geq 5.8$) in relazione all'andamento dell'Etrurian Fault System. a. Etrurian Fault system; b. proseguimento ipotizzato; c. zona di trasferimento (ipotizzata); d. faglie coniugate; e. fronte compressivo attivo dell'Appennino (da Boncio et al., 2000, modificato da Meletti et al. 2004)

Da una sintesi delle informazioni ci si aspetta che la sorgente sismogenetica Orciano Pisano, data la forte vicinanza al sito di Rosignano Solvay, sia quella critica per il sito stesso, come verrà dimostrato nei risultati delle simulazioni.

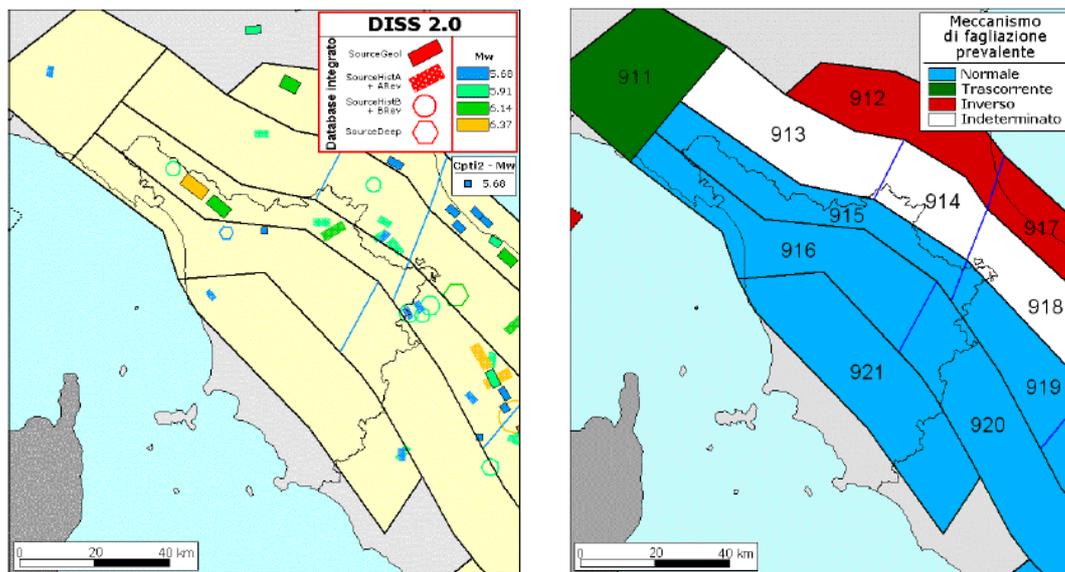


Figura 4.7 Sinistra. ZS9 a confronto con le sorgenti sismogenetiche che possono generare un terremoto con $M_w \geq 5.68$ definite nel database DISS 2.0. Destra. Mappa del meccanismo di fagliazione prevalente definito in ZS9 (2004).

4.2 SIMULAZIONI NUMERICHE

Allo scopo di valutare il livello di scuotimento prodotto al sito in esame dal terremoto di scenario più critico, sono state eseguite delle simulazioni numeriche che hanno consentito di determinare le storie temporali dello scuotimento indotto in un punto di osservazione dalla attivazione della corrispondente faglia sismogenetica.

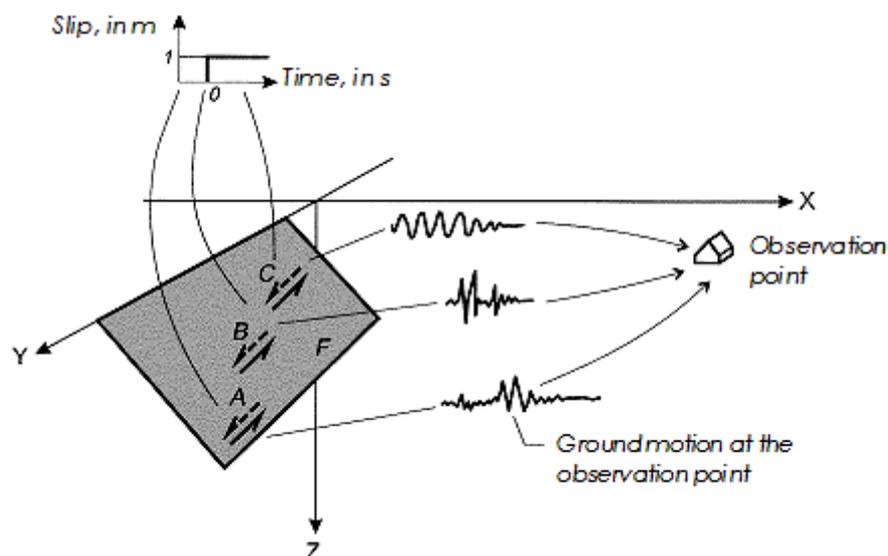


Figura 4.8 Rappresentazione schematica delle funzioni di influenza di Green utilizzate dal codice di calcolo per la simulazione di sismogrammi sintetici (da Spudich & Hartzell, 1985).

Dato il modello di scorrimento sulla faglia (modello cinematico) e le funzioni di influenza dinamiche di Green, per calcolare il moto sismico complessivo generato ad un punto di osservazione da una sorgente di dimensioni finite si può ricorrere alla classica soluzione del problema elastodinamico costituita dal “teorema di rappresentazione” (Achenbach, 1984). La sua implementazione numerica comporta una tripla integrazione che può essere valutata come una tripla sommatoria di funzioni di influenza dinamiche di Green pesate e ritardate nel tempo e nello spazio su una griglia bidimensionale di sottofaglie che rappresentano la scomposizione in elementi discreti della faglia complessiva (vedi Fig. 4.8).

I ritardi temporali negli arrivi delle varie fasi sono determinati dagli sfasamenti applicati alle funzioni di influenza Green che tengono conto del tempo di propagazione della rottura e dell'intervallo temporale necessario alle onde sismiche per coprire la distanza tra il segmento di faglia e il sito (Stewart et al., 2001, vedi Fig. 4.8).

Il codice utilizzato per l'implementazione di questo algoritmo è stato sviluppato dal sismologo R. Herrmann (2002) della Università di St. Louis in Missouri (USA). Esso calcola lo spostamento in superficie generato da sorgenti dislocative profonde in un mezzo stratificato a partire dal modello di sorgente di Haskell (1964), integrato da alcuni miglioramenti che permettono di garantire maggiori compattezza e stabilità computazionale alla soluzione. Il codice si basa su studi condotti dallo stesso autore e da altri sismologi (Herrmann 1978, Herrmann 1979, Wang and Herrmann 1980, Herrmann and Wang 1985) mediante i quali la soluzione del problema elastodinamico è espressa attraverso una trasformata integrale doppia di Fourier-Hankel nei domini numero d'onda e frequenza. Tale approccio permette di ottenere la soluzione completa dell'equazione delle onde in modo numericamente più efficiente (rispetto ad altri metodi che costruiscono la soluzione individuando i singoli arrivi raggio per raggio dalla sorgente al ricevitore, vedi ad es. Helmberger 1968) e tenendo implicitamente conto di

tutte le interazioni e conversioni generate alle interfacce dalle diverse componenti SH, SV, P del campo d'onda.

Note le caratteristiche cinematiche della sorgente il codice calcola le funzioni di influenza dinamiche di Green le quali vengono successivamente combinate per ottenere le storie temporali delle tre componenti di spostamento in funzione delle caratteristiche della sorgente (ossia angoli di immersione, inclinazione e orientazione). Come sopra accennato, il codice valuta gli effetti di propagazione delle onde sismiche all'interno della crosta terrestre (attenuazione dell'ampiezza delle onde dovuta alla diffusione geometrica e alla dissipazione dell'energia di deformazione, riflessione e rifrazione all'interfaccia di diverse formazioni geologiche, e dispersione delle onde causata dalle eterogeneità in piccola scala nella crosta) mediante l'utilizzo delle funzioni di influenza dinamiche, ognuna delle quali rappresenta il moto prodotto in un punto di osservazione dallo scorrimento istantaneo unitario su un singolo elemento di faglia (vedi Fig. 4.8). Le funzioni di influenza dinamiche di Green non dipendono dai dettagli del processo di rottura ma solo dalla struttura geologica e dalla geometria faglia-osservatore (Spudich & Hartzell, 1985).

4.3 MODELLO CROSTALE

Come anticipato in precedenza, la zona oggetto di studio si situa all'interno di quello che è stato definito "Dominio Tirrenico" della parte settentrionale degli Appennini, caratterizzato da una forte riduzione dello spessore litosferico, come mostrato dai vari studi di sismica passiva (Calcagnile e Panza, 1981; Suhadolc and Panza, 1989; Amato and Selvaggi, 1991; Selvaggi and Amato, 1992), supportati anche da studi di dati termali, che localizzano il passaggio fra la litosfera e l'astenosfera ad una profondità di 30 km (cfr. Pauselli and Federico, 2002).

Ulteriori lavori dimostrano inoltre che lo spessore della parte superiore del mantello, compreso fra la Moho e il sottostante strato a bassa velocità, è minore di 15 km (Peccerillo e Panza, 1999; Pontevivo e Panza, 2002).

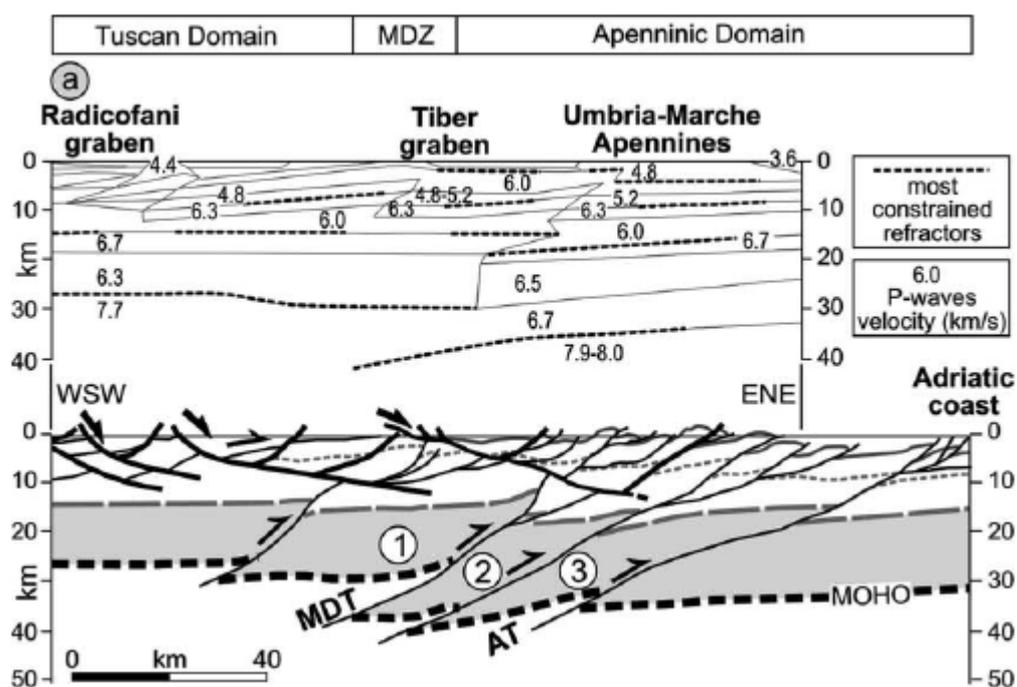


Figura 4.9 Profilo sismico a rifrazione DSS78 (da Ponziani et al. 1995) e sezione geologica interpretativa lungo la traccia DSS. MDT: sdoppiamento della Moho; AT: thrust adriatico. (Lavecchia et al. 2003).

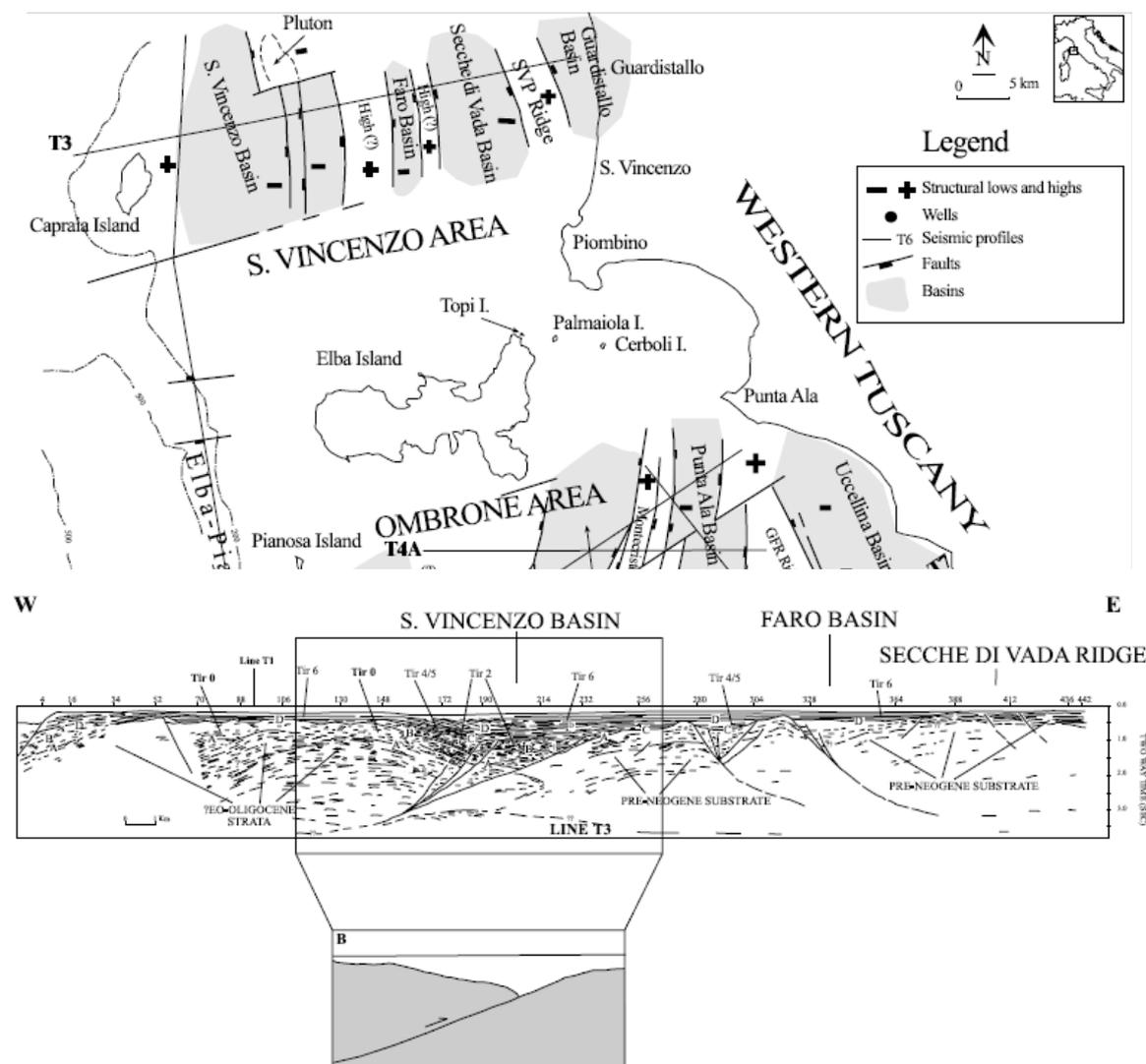


Figura 4.10 Profilo sismico T3 (da Pascucci et al. 1999), in alto: mappa della zona; in basso sezione sismica.

Studi di sismica a rifrazione hanno rilevato la posizione relativamente superficiale della Moho, individuata a profondità fra 22 e 25 km (De Franco et al., 1998). Studi relativi al campo termale hanno localizzato il passaggio di transizione fra il dominio fragile e quello duttile ad una profondità di circa 10-12 km (Pauselli and Federico, 2002), in accordo con le distribuzioni ipocentrali dei terremoti, che appaiono concentrati nei primi 10 km di crosta. (Amato e Selvaggi, 1991).

Il lavoro di sintesi condotto da Pascucci et al. (1999), basato su dati disponibili di mappe geologiche superficiali dettagliate, analisi micropaleontologiche e datazioni nella parte settentrionale della Regione Toscana (Mazzanti, 1966; Colantoni e Borsetti, 1973; Aiello et al., 1981 Bossio et al., 1997), integrati da informazioni provenienti da pozzi (sia in terra che in mare) AGIP L1 e ENEL P1 (Pascucci, 1997a,b), SOLVAY S1 (Mazzanti et al. 1963; Mazzanti, 1966), SOLVAY S2, L10, L11, L12, L16, L17, L18, L19 (Mazzanti et al., 1995), AGIP Mimosa 1 (Pascucci 1997b) e da numerosi profili sismici condotti dall'AGIP durante gli anni '80, ha permesso di ottenere delle stratigrafie sismiche dettagliate della zona in oggetto e di definire quindi il modello crostale in ingresso nelle simulazioni numeriche. In Fig. 4.9 è riportato il profilo sismico relativo alla zona adiacente al sito.

Lo studio condotto da Sarti e Guidi (2005) ha poi permesso un'ulteriore approfondimento rispetto alle unità stratigrafiche più superficiali, completando così il quadro di caratterizzazione. Tale lavoro indica la presenza di sabbie, argille, conglomerati e calcareniti sabbiose nell'area considerata.

Pascucci et al. (1999) forniscono infine i valori di velocità delle onde sismiche all'interno dei sedimenti neogenici individuati nei profili sismici fra 1900 e 2700 m/s.

4.4 RISULTATI DELLE SIMULAZIONI NUMERICHE

4.4.1 DEFINIZIONE DEGLI SCENARI DI TERREMOTO CRITICI

A seguito dell'analisi di tutta l'informazione disponibile, sono state individuate due sorgenti sismogenetiche ritenute critiche per il sito in oggetto:

- Orciano Pisano, distanza dal sito: 15.5 km
- Mugello Est, distanza dal sito 105.2 km

La prima, pur presentando una magnitudo massima attendibile inferiore rispetto alla seconda sorgente, è ritenuta capace di generare scuotimenti critici per la sua forte vicinanza al sito.

La seconda sorgente è stata selezionata per le sue possibili caratteristiche di direttività della frattura verso il sito in esame. Per un dato evento, la direzione di propagazione della rottura è infatti la direzione secondo la quale sono attesi gli scuotimenti maggiori.

Per entrambe le sorgenti sismogenetiche è stato utilizzato un modello crostale costituito da 8 strati piani paralleli i cui parametri viscoelastici sono illustrati nella Tabella 4.1.

Tabella 4.1 Modello crostale utilizzato nelle simulazioni di sismogrammi sintetici.

Densità materiale (kg/cm ³)	Velocità onde P (m/s)	Fattore di qualità P	Velocità onde S (m/s)	Fattore di qualità S	Spessore dello strato (m)
1.9	1400.0	100.0	800.0	50.0	500.0
2.5	2300.0	100.0	1300.0	80.0	700.0
2.6	4300.0	200.0	2482.0	100.0	3800.0
2.7	4400.0	250.0	2500.0	100.0	3000.0
2.8	6300.0	500.0	3650.0	200.0	4000.0
2.9	6700.0	500.0	3900.0	200.0	3000.0
3.0	6300.0	500.0	3650.0	200.0	4000.0
3.2	7700.0	600.0	4440.0	300.0	0.0

4.4.1.1 Scenario di Orciano Pisano

Tale struttura sismogenetica è ubicata ad una distanza di circa 15.5 km dal sito in oggetto. Nella Tabella 4.2 sono riportati i principali parametri sismologici caratterizzanti la sorgente sismogenetica di Orciano Pisano. Essi sono stati desunti dalla banca dati DISS 3.02 messa a disposizione dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (<http://www.ingv.it/DISS/>).

Tabella 4.2 Parametri sismologici relativi alla sorgente sismogenetica di Orciano Pisano e localizzazione della sorgente e del sito in esame.

Localizzazione (Lat-Long)	43.52 – 10.49	
Lunghezza della faglia (km)	7.9	
Larghezza della faglia (km)	6.4	
Profondità (min-max) (km)	2.0 – 6.9	
Strike – Inclinazione(deg)	337	
Dip – Immersione (deg)	50	
Rake – Orientamento (deg)	270	
Slip – Dislocazione (m)	0.30	
Magnitudo massima Mw	5.7	
Periodo di ritorno (min-max) (anni)	700 – 3000	

Sono state ritrovate informazioni storiche relative ad un sisma generato dalla sorgente analizzata in data 14 agosto 1846. Poiché la sismicità strumentale si è sviluppata solo negli ultimi anni non sono disponibili registrazioni relative a tale sisma che permettano di effettuare dei confronti con i dati simulati.

Nelle simulazioni è stata adottata una profondità ipocentrale di 5 km. Il valore di dislocazione è stato ricalcolato mediante le relazioni di Wells e Coppersmith (1996), ottenendo un valore (0.65 m) maggiore rispetto a quello indicato nel database e considerato dunque più gravoso per gli effetti prodotti al sito. La velocità di rottura sul piano di faglia è stata assunta pari a 2700.0 m/s. Il tempo caratteristico della dislocazione (tempo impiegato da un punto rappresentativo sul piano di faglia per raggiungere il suo valore finale di dislocazione) è stato assunto pari a 1 s.

La Fig. 4.11 mostra i velocigrammi sintetici ottenuti mediante il codice di simulazione adottato. Sono state calcolate le tre componenti del moto sismico e cioè quella verticale, orizzontale NS e orizzontale EW.

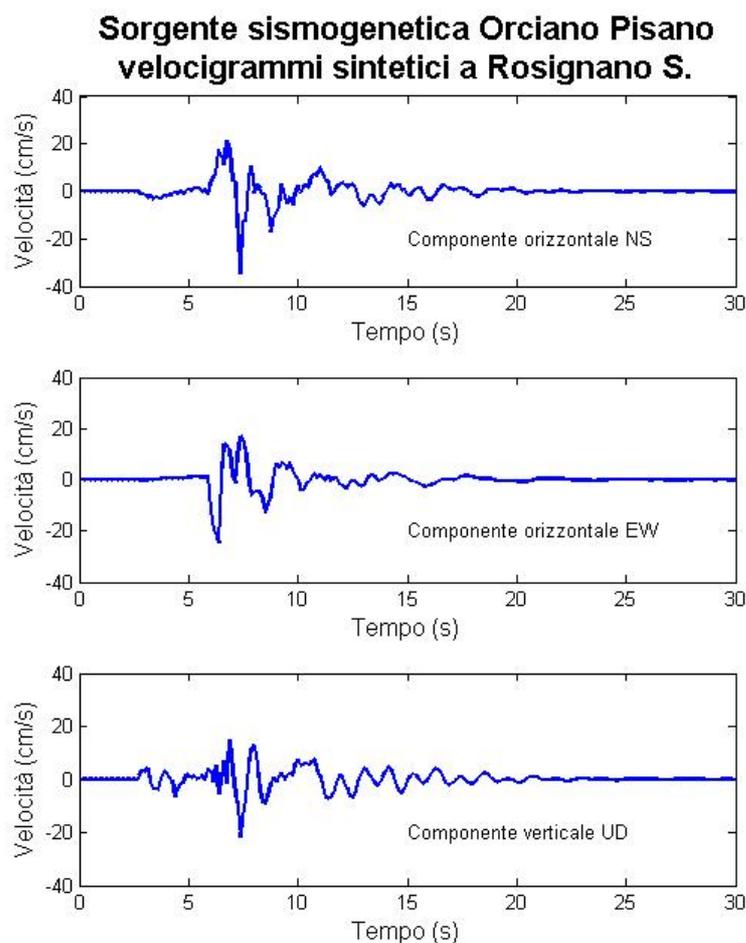


Figura 4.11 Velocigrammi sintetici ottenuti al sito di Rosignano Solvay nel presente studio. Sorgente sismogenetica considerata: Orciano Pisano.

A causa delle caratteristiche intrinseche del programma di simulazione, non risulta possibile riprodurre il contenuto ad elevate frequenza di un sismogramma reale³, mentre è stato dimostrato come l'ampiezza del moto ottenuto per via sintetica sia ben confrontabile con quello realmente prodotto da un terremoto avente le caratteristiche di quello di scenario (Traversa et al. 2006).

I valori di picco ottenuti dalle storie temporali di velocità (v_{max}) sintetiche sono riportati in Tabella 4.3.

Tabella 4.3 Valori di picco del moto atteso a Rosignano Solvay in termini di velocità per la sorgente sismogenetica di Orciano Pisano.

Orciano Pisano	v_{max}
v_{max} orizzontale NS (cm/s)	34.84
v_{max} orizzontale EW (cm/s)	24.72
v_{max} verticale (cm/s)	21.83

³ In siti ubicati in prossimità di faglie sismogenetiche (condizioni *near-fault*) il contenuto più importante di un sismogramma è peraltro costituito dalle componenti a bassa frequenza.

Per integrazione delle serie temporali precedenti sono stati ottenuti gli accelerogrammi relativi al medesimo evento di scenario. I valori assoluti massimi attesi di accelerazione al sito sono riportati in Tabella 4.4. Il picco di accelerazione è pari a 0,288g ed è sensibilmente superiore al valore di 0,219g predetto dall'analisi probabilistica per l'evento SSE (periodo di ritorno 10.000 anni).

Tabella 4.4 Valori di picco del moto atteso a Rosignano Solvay in termini di accelerazione per la sorgente sismogenetica di Orciano Pisano.

Orciano Pisano	a_{max}
a_{max} orizzontale NS (g)	0.288
a_{max} orizzontale EW (g)	0.233
a_{max} verticale (g)	0.175

La Fig. 4.12 mostra gli accelerogrammi sintetici ottenuti dalle simulazioni numeriche.

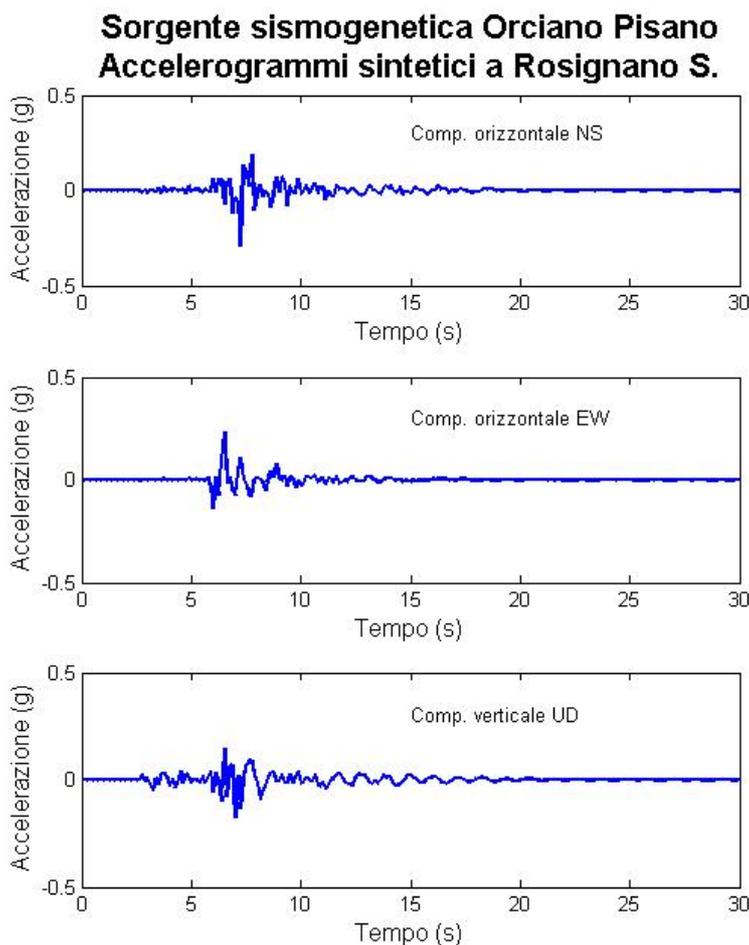


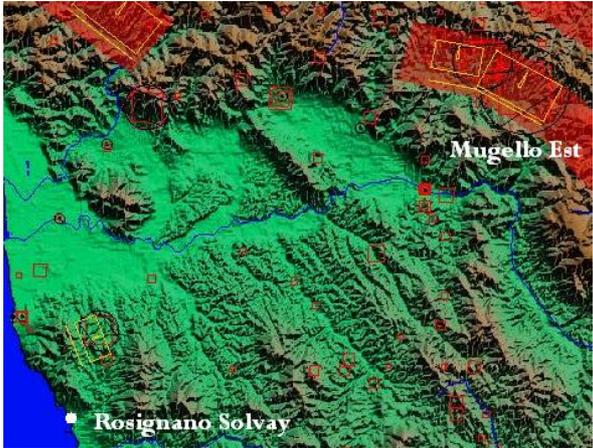
Figura 4.12 Accelerogrammi sintetici ottenuti al sito di Rosignano Solvay nel presente studio. Sorgente sismogenetica considerata: Orciano Pisano.

4.4.1.2 Scenario di Mugello Est

Tale struttura sismogenetica è ubicata ad una distanza di circa 105 km dal sito in oggetto. Si è scelto di selezionarla in quanto il terremoto generato da una sua eventuale attivazione potrebbe causare degli effetti di direttività al sito, provocando scuotimenti più gravosi rispetto a localizzazioni di rotture situate alla stessa distanza ma aventi diversi orientamenti.

Nella Tabella 4.5 sono riportati i principali parametri sismologici caratterizzanti la sorgente di Mugello Est. Essi sono stati ottenuti dalla banca dati DISS 3.02 messa a disposizione dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (<http://www.ingv.it/DISS/>).

Tabella 4.5 Parametri caratteristici relativi alla sorgente sismogenetica di Mugello Est e localizzazione della sorgente e del sito in esame.

Localizzazione (Lat-Long)	43.96 – 11.47	
Lunghezza della faglia (km)	14.0	
Larghezza della faglia (km)	98	
Profondità (min-max) (km)	0.6 – 6.9	
Strike – Inclinazione(deg)	298	
Dip – Immerisione (deg)	40	
Rake – Orientamento (deg)	270	
Slip – Dislocazione (m)	0.45	
Magnitudo massima Mw	6.2	
Periodo di ritorno (min-max) (anni)	700 – 4500	

La profondità ipocentrale assunta nelle simulazioni numeriche è di 4 km. Si è scelto di utilizzare le relazioni di Wells e Coppersmith (1996) per il calcolo della dislocazione sulla faglia in quanto forniscono stime più gravose. Pertanto il valore di dislocazione utilizzato nelle simulazioni è di 0.91 m. Anche in questo caso il tempo caratteristico di rottura e la velocità di rottura sono stati assunti pari a rispettivamente 1 s e 2700 m/s.

In Fig 4.13 sono riportati i velocigrammi sintetici ottenuti mediante il codice di simulazione adottato. Sono state calcolate le tre componenti del moto sismico e cioè quella verticale, orizzontale NS e orizzontale EW.

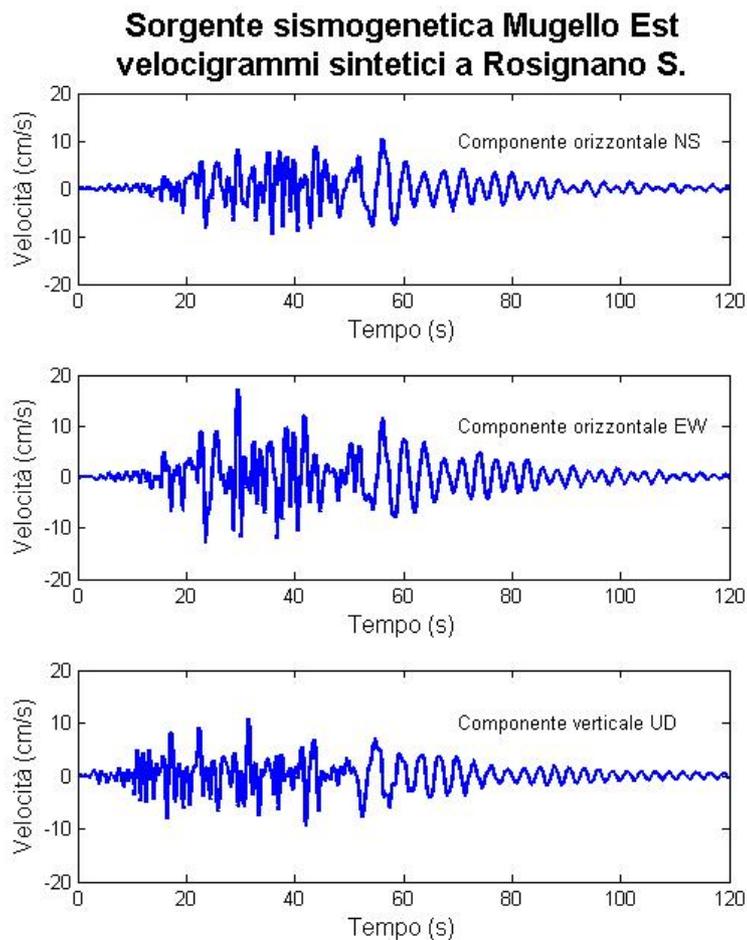


Figura 4.13 Velocigrammi sintetici ottenuti al sito di Rosignano Solvay nel presente studio. Sorgente sismogenetica considerata: Mugello Est.

I valori di velocità di picco attesi al sito a causa della riattivazione della sorgente sismogenetica di Mugello Est, sono riportati in Tabella 4.6.

Tabella 4.6 Valori di picco del moto atteso a Rosignano Solvay in termini di velocità per la sorgente sismogenetica di Mugello Est.

Mugello Est	v_{max}
v_{max} orizzontale NS (cm/s)	10.50
v_{max} orizzontale EW (cm/s)	17.34
v_{max} verticale (cm/s)	10.83

Per integrazione delle serie temporali precedenti sono stati ottenuti gli accelerogrammi relativi al medesimo evento di scenario. I valori assoluti massimi attesi di accelerazione al sito sono riportati in Tabella 4.7.

Tabella 4.7 Valori di picco del moto atteso a Rosignano Solvay in termini di accelerazione per la sorgente sismogenetica di Mugello Est.

Mugello Est	a_{max}
a_{max} orizzontale NS (g)	0.004
a_{max} orizzontale EW (g)	0.004
a_{max} verticale (g)	0.007

Da un esame dei risultati ottenuti dalle simulazioni numeriche, risulta evidente la criticità della sorgente sismogenetica di Orciano Pisano rispetto alla sorgente di Mugello Est. Infatti per quest'ultima i valori di scuotimento in termini dei parametri v_{max} ed a_{max} attesi al sito sono nettamente inferiori rispetto a quelli relativi alla sorgente di Orciano Pisano. Pertanto il terremoto di scenario critico a cui verrà fatto riferimento per il calcolo degli spettri di risposta deterministici è quello relativo alla attivazione della sorgente sismogenetica di Orciano Pisano.

4.4.2 SPETTRI DI RISPOSTA

I sismogrammi sintetici illustrati nel § 4.4.1.1 sono stati utilizzati per calcolare gli spettri di risposta nelle tre componenti verticale, orizzontale NS e orizzontale EW assumendo un valore dello smorzamento strutturale al 5%.

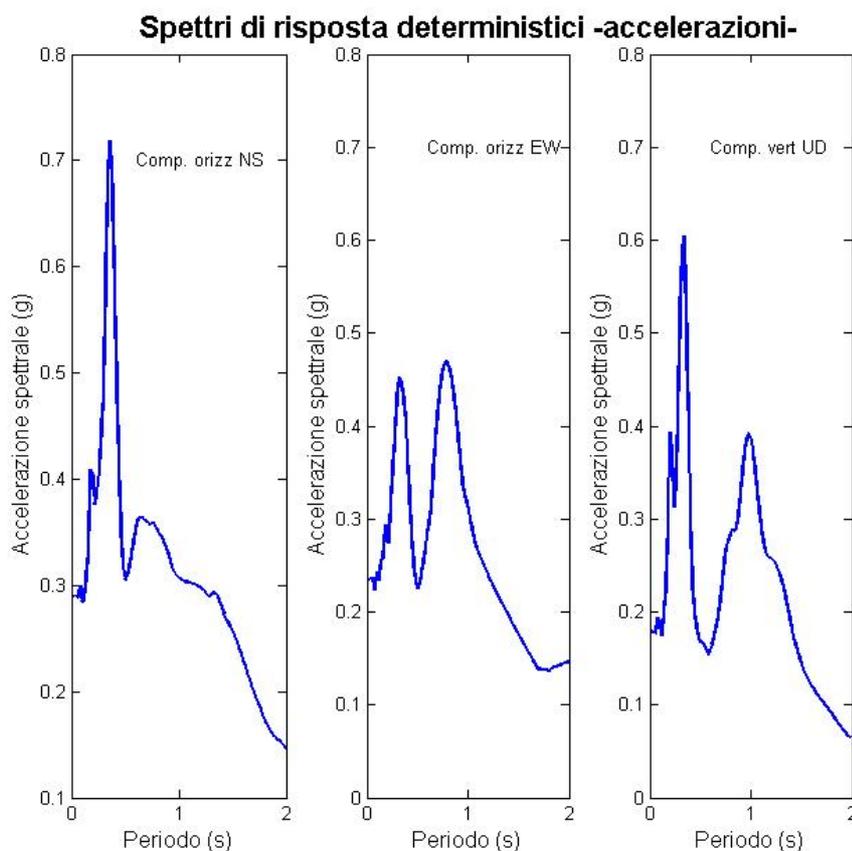


Figura 4.14 Spettri di risposta sintetici in accelerazione calcolati al sito di Rosignano Solvay e prodotti dalla attivazione della faglia sismogenetica di Orciano-Pisano.

In Fig. 4.14 sono illustrati gli spettri di risposta in accelerazione calcolati utilizzando i sismogrammi sintetici prodotti dalla attivazione della faglia sismogenetica di Orciano-Pisano.

Come si può osservare dalla figura, gli spettri calcolati mostrano una forte amplificazione del moto in corrispondenza della periodo di 0.36 s per la componente NS. La componente EW mostra invece due picchi di amplificazione, in corrispondenza dei periodi 0.32 s e 0.78 s.

In Fig. 4.15 vengono riportati gli spettri di risposta in velocità per le tre componenti, orizzontale NS, orizzontale EW e verticale.

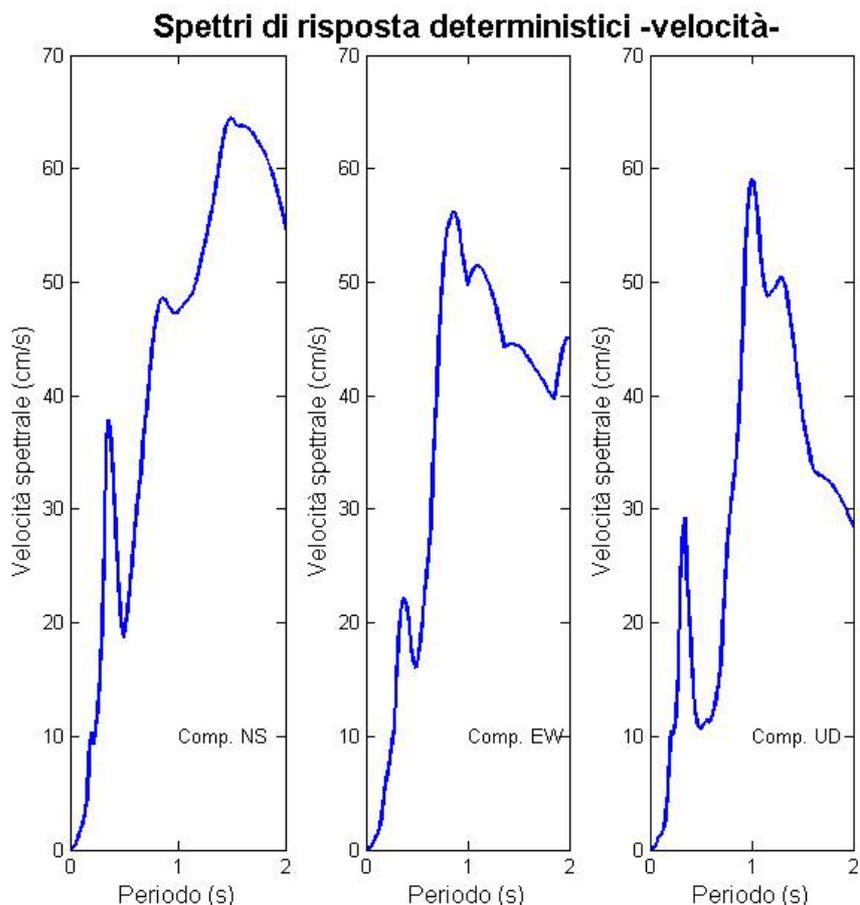


Figura 4.15 Spettri di risposta sintetici in accelerazione calcolati al sito di Rosignano Solvay e prodotti dalla attivazione della faglia sismogenetica di Orciano-Pisano.

A scopo comparativo è stato calcolato lo spettro deterministico (componente orizzontale) in accelerazione (sempre per un valore dello smorzamento strutturale pari al 5%) al sito di Rosignano Solvay risultante dalla relazione predittiva di Sabetta e Pugliese (1996) applicata adottando i parametri sismologici corrispondenti all'evento di scenario di Orciano Pisano. La Fig. 4.16 illustra tale spettro mentre la Fig. 4.17 mostra il confronto tra questo e gli spettri isoprobabili ottenuti dall'analisi probabilistica.

Poiché dallo studio sismotettonico viene attribuito all'evento di Orciano Pisano un periodo di ritorno compreso tra 700 e 3000 anni, in Fig. 4.17 il confronto con lo spettro deterministico è stato fatto con gli spettri probabilistici riferiti ai periodi di ritorno di 700 e 3000 anni.

Il confronto mostra una buona corrispondenza dello spettro deterministico con gli spettri isoprobabili calcolati per il periodo di ritorno di 700 e 3000 anni. Come indicato dalle norme UNI EN 1473, lo spettro così calcolato corrisponde all'evento SSE e rappresenta il sisma in grado di produrre al sito di Rosignano Solvay gli effetti di scuotimento più severi e tuttavia storicamente verosimili.

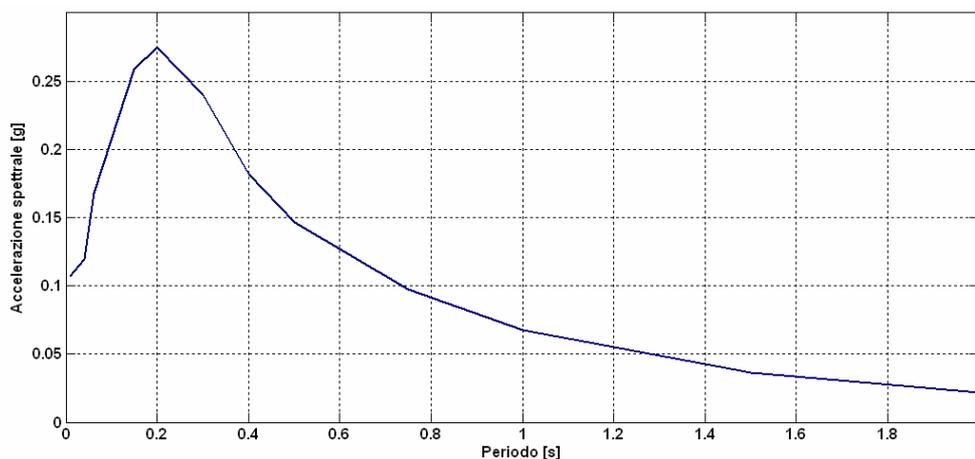


Figura 4.16 Spettro di risposta in accelerazione (componente orizzontale) calcolato a Rosignano Solvay applicando la legge predittiva di Sabetta e Pugliese (1996) utilizzando i parametri sismologici corrispondenti all'evento di scenario di Orciano Pisano.

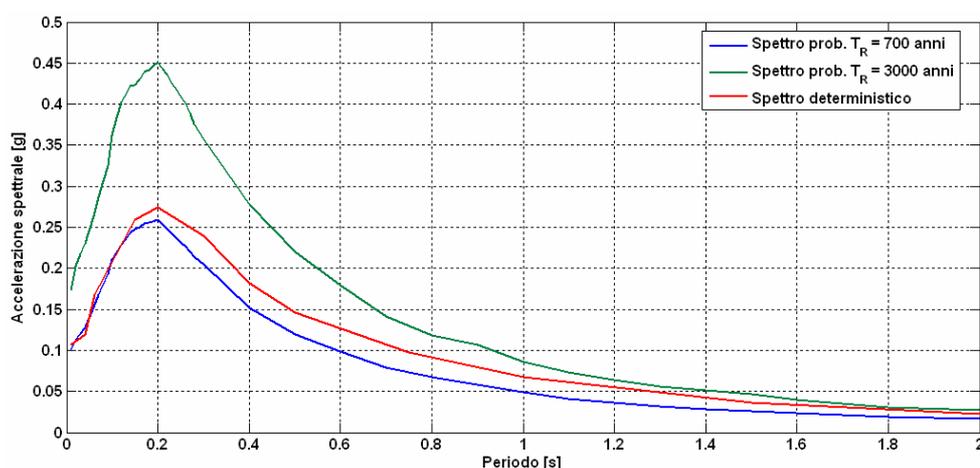


Figura 4.17 Confronto a Rosignano Solvay dello spettro deterministico (componente orizzontale) ottenuto applicando la legge predittiva di Sabetta e Pugliese (1996) all'evento di Orciano Pisano con gli spettri probabilistici calcolati per i periodi di ritorno di 700 e 3000 anni.

Per ottenere lo spettro di risposta in accelerazione corrispondente all'evento OBE, è necessario dimezzare le accelerazioni spettrali riferite all'evento SSE, come illustrato in Fig. 4.18. Gli spettri di risposta in accelerazione definiti con l'approccio deterministico e illustrati in Fig. 4.18 sono caratterizzati da valori delle accelerazioni spettrali sensibilmente inferiori rispetto a quelli calcolati con l'approccio probabilistico e riportati in Fig. 3.22, e quindi sono meno conservativi.

Infine, per quel che concerne i risultati delle simulazioni numeriche dell'evento di scenario, la Fig. 4.19 mostra il confronto tra gli spettri di risposta sintetici in accelerazione corrispondenti alla attivazione della faglia sismogenetica di Orciano Pisano e gli spettri probabilistici calcolati per i periodi di ritorno di 700 e 3000 anni.

Benché i valori di a_{max} predetti dalle simulazioni numeriche siano affetti da incertezza a causa delle caratteristiche del programma di simulazione e della sua inability a riprodurre le alte frequenze ($> \sim 4\text{Hz}$), gli spettri sintetici di Fig. 4.19 mettono in evidenza possibili effetti di direttività che non possono essere riprodotti dagli spettri probabilistici o dagli spettri deterministici calcolati con le leggi empiriche di attenuazione (vedi Fig. 4.18).

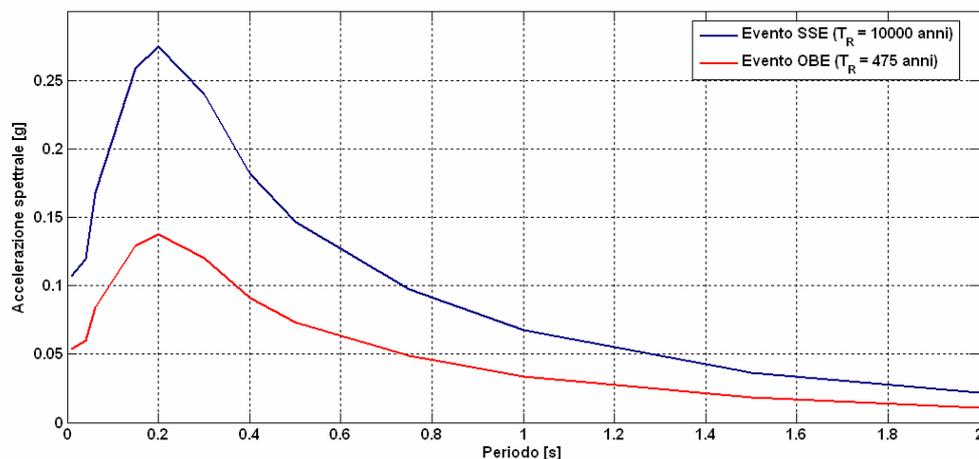


Figura 4.18 Spettri in accelerazione (componente orizzontale) corrispondenti agli eventi SSE ed OBE a Rosignano Solvay, definiti in modo deterministico con la legge di attenuazione di Sabetta e Pugliese (1996) per uno smorzamento strutturale del 5%.

Tali effetti di direttività evidenziati dalla forma bi-modale dello spettro di risposta e dalla presenza di un picco di accelerazione spettrale a banda-stretta, sono dovuti alla vicinanza del sito alla faglia sismogenetica (< 16 km) e costituiscono i cosiddetti effetti di “campo-vicino” (*near-field*). La loro entità dipende dal meccanismo focale di generazione del terremoto, dalla posizione relativa del sito rispetto alla giacitura della faglia e dalla direzione della rottura. Pertanto le caratteristiche di tali effetti variano da terremoto a terremoto anche per eventi generati dalla stessa faglia sismogenetica.

Sebbene non esplicitamente citati dalla attuale normativa italiana, gli effetti di campo vicino possono essere importanti nella valutazione della risposta sismica di strutture ubicate in prossimità di faglie sismogenetiche attive (Alavi & Krawinkler, 2001; Roberts & Lutes, 2003; Kalkan & Kunnath, 2006) anche se può accadere che essi siano in parte mascherati da eventuali effetti di amplificazione sismica locale come accaduto per esempio per il terremoto di *Bam* (Iran) del 2003.

La loro quantificazione a Rosignano Solvay per la definizione dell'azione sismica ai fini progettuali dovrebbe pertanto essere condotta congiuntamente alla valutazione degli effetti di sito anche confrontando gli approcci seguiti dalle normative internazionali più avanzate per la presa in conto degli effetti di campo-vicino (vedi per esempio le norme sismiche Americane, Giapponesi e Neozelandesi).

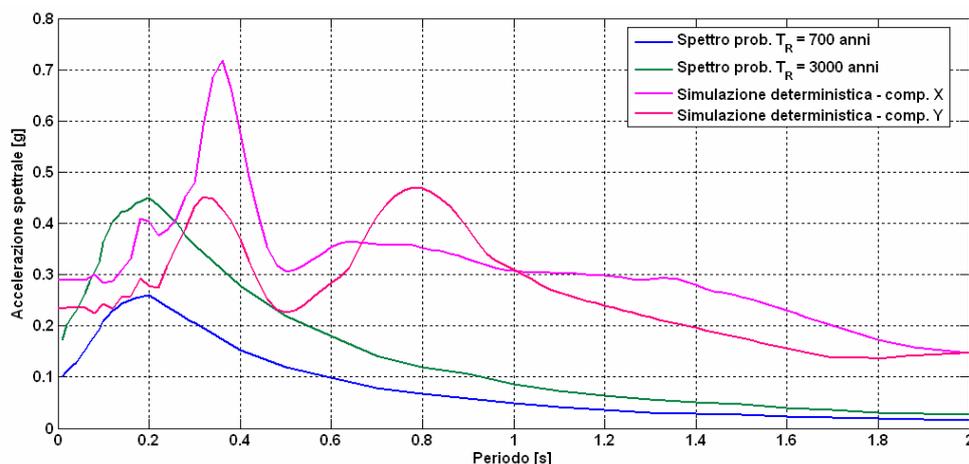


Figura 4.19 Confronto a Rosignano Solvay dello spettro deterministico (componente orizzontale) ottenuto dalle simulazioni numeriche dell'evento di Orciano Pisano con gli spettri probabilistici calcolati per i periodi di ritorno di 700 e 3000 anni.

5 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il presente studio ha avuto per oggetto la determinazione dell'input sismico da utilizzare per le analisi dinamiche strutturali e geotecniche per il sito di costruzione dell'impianto LNG a Rosignano Solvay (Livorno). Il lavoro per le definizioni della pericolosità sismica è stato svolto seguendo sia l'approccio probabilistico, sia quello deterministico e ciò in accordo a quanto prescritto dalle norme UNI EN 1473. Sono stati calcolati gli spettri di risposta isoprobabili in accelerazione per gli eventi OBE (periodo di ritorno 475 anni) ed SSE (periodo di ritorno 10.000 anni) sia per la componente orizzontale che verticale. L'analisi è stata svolta utilizzando la metodologia standard di Cornell-Mc Guire facendo riferimento alle condizioni di sito rigide. Le incertezze sulla definizione di alcuni dati di ingresso delle analisi sono state prese in conto seguendo una metodologia ad *albero logico* secondo i più recenti indirizzi della letteratura internazionale. In particolare sono state considerate assunzioni alternative circa le leggi predittive dello scuotimento sismico e relativamente alla massima magnitudo da assegnare alle zone sismogenetiche afferenti al sito di Rosignano Solvay.

I valori di a_{max} corrispondenti agli eventi OBE ed SSE ottenuti dallo studio probabilistico risultano per la componente orizzontale rispettivamente pari a 0,082g e 0,219g. Il confronto dello spettro isoprobabile calcolato per l'evento OBE con lo spettro probabilistico calcolato da INGV per un periodo di ritorno di 475 anni ha evidenziato una maggiore severità di quest'ultimo soprattutto nel campo dei periodi centrali. Le ragioni di questa differenza sono legate verosimilmente alla diversa struttura dell'albero logico considerato nei due studi e alle differenti leggi di attenuazione adottate.

Per quel che concerne lo studio di pericolosità condotto con l'approccio deterministico esso è stato eseguito sia mediante il ricorso a simulazioni numeriche di un terremoto di scenario a partire dalla attivazione di una faglia sismogenetica ritenuta critica per il sito in esame, sia attraverso l'utilizzo di una legge predittiva dello scuotimento adottando parametri sismologici compatibili con l'evento di scenario critico. Entrambe le analisi sono state precedute da uno studio di inquadramento del contesto sismotettonico regionale che ha avuto la funzione di identificare la sorgente sismica che controlla la pericolosità al sito di Rosignano Solvay.

Lo spettro di risposta deterministico desunto utilizzando la relazione di attenuazione è in buon accordo con gli spettri di risposta probabilistici aventi periodi di ritorno compatibili con quello stimato per il terremoto di scenario (700-3000 anni). Tuttavia, gli spettri di risposta deterministici calcolati per gli eventi OBE ed SSE risultano meno severi di quelli ottenuti con l'approccio probabilistico e quindi forniscono una azione sismica meno prudentiale.

Infine le simulazioni numeriche del terremoto di scenario corrispondente alla attivazione della sorgente critica per il sito in esame, hanno evidenziato la possibilità che questo evento origini effetti di direzionalità o di "campo-vicino" dovuti alla vicinanza del sito alla faglia sismogenetica e alla loro posizione relativa. Tali effetti, che non possono essere riprodotti dagli spettri probabilistici o dagli spettri deterministici calcolati con leggi di attenuazione empiriche, possono influenzare in modo sensibile e congiuntamente ad eventuali effetti di sito, la risposta dinamica di strutture ubicate nelle vicinanze della faglia.