

ANALISI 3D DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

*Proposta di nuova zonazione sismogenica e analisi della pericolosità
sulla base di un modello 3D delle sorgenti sismiche*



Rapporto conclusivo

ANALISI 3D DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

*Proposta di nuova zonazione sismogenica e analisi della pericolosità
sulla base di un modello 3D delle sorgenti sismiche*

Rapporto conclusivo

A cura del gruppo di lavoro ZS-PS RER:

Luca Martelli¹, Giulio Ercolessi¹

Federico Sani²

Marco Bonini³, Giacomo Corti³

Marco Santulin⁴

Alberto Tamaro⁵, Alessandro Rebez⁵, Dario Slejko⁵

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

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

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

⁴ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano c/o OGS, Trieste

⁵ Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste

progetto grafico e impaginazione

Simonetta Scappini

Stampa

Centro Stampa Regione Emilia-Romagna - settembre 2017

Indice

1.	INTRODUZIONE	4
2.	INQUADRAMENTO GEODINAMICO	7
3.	LA ZONAZIONE SISMOGENICA PROPOSTA	8
3.1.	Le principali zone sismogeniche	10
4.	PERICOLOSITÀ SISMICA	20
4.1.	La caratterizzazione sismica delle sorgenti	21
4.2.	Calcolo dello scuotimento atteso	25
5.	CONFRONTO CON CALCOLI DI PERICOLOSITÀ PRECEDENTI	29
6.	CONCLUSIONI	31
	BIBLIOGRAFIA	32

1. INTRODUZIONE

Secondo la mappa di pericolosità sismica nazionale MPS04 (<http://zonesismiche.mi.ingv.it/>; Gruppo di lavoro MPS, 2004; Stucchi et al., 2011), attuale riferimento ufficiale per il calcolo dell'azione sismica ai fini della progettazione (v. D.M. 14/1/2008 "Norme Tecniche per le Costruzioni", NTC08), la pericolosità sismica del versante padano dell'Appennino settentrionale e della Pianura Padana decresce gradualmente dal crinale appenninico alla pianura lombardo-veneta (Fig. 1.1). Tale mappa, pubblicata con Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 2006, è stata elaborata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) sulla base della zonazione sismogenica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004).

La distribuzione dei terremoti, sia storici (Rovida et al., 2011, 2016; Locati et al., 2011, 2016) che strumentali (ISIDe Working Group, 2015), si presenta però più articolata.

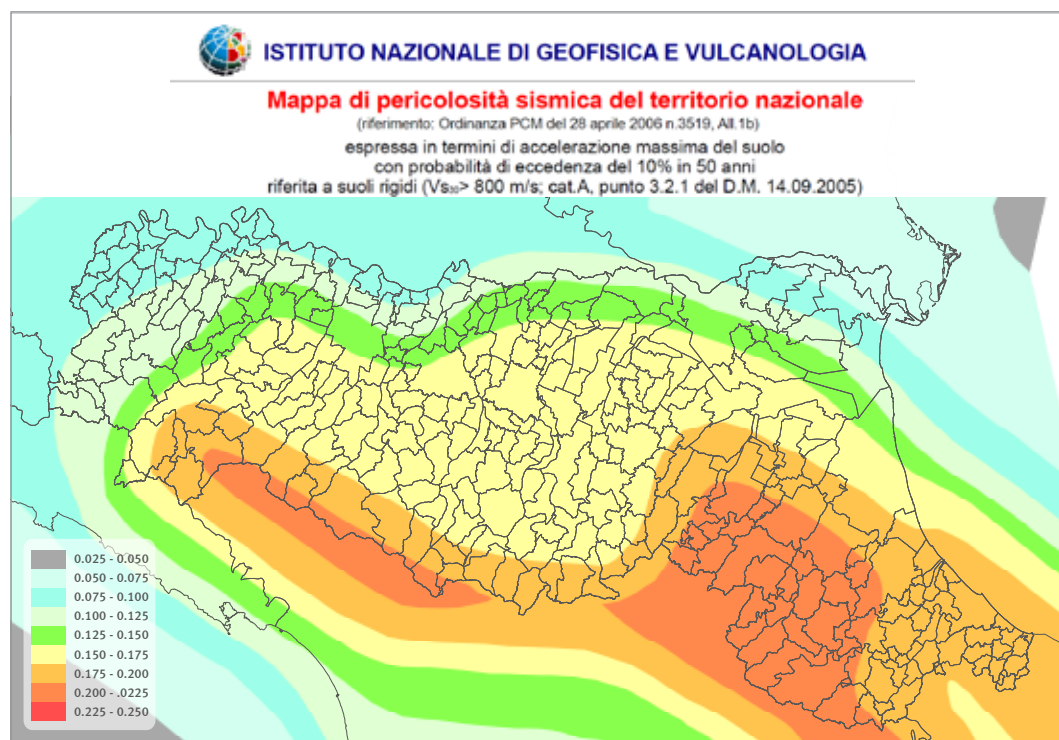


Figura 1.1 stralcio della MPS04 relativo all'Emilia-Romagna e aree limitrofe.

I forti terremoti (magnitudo $M > 5.5$) si concentrano, oltreché nella zona del crinale appenninico, anche lungo il margine appenninico-padano, in alcuni settori della pianura, come dimostrato anche dalla sequenza sismica emiliana del 2012, e lungo fasce trasversali (Fig. 1.2).

Inoltre, le registrazioni della Rete Accelerometrica Nazionale (<http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/ran.wp>) delle scosse principali del 20 e 29 maggio 2012 nella bassa pianura modenese hanno evidenziato scuotimenti inattesi. Infatti, nelle aree epicentrali l'accelerazione orizzontale ha raggiunto e superato 0,3 g mentre quella attesa, secondo la MPS04 e le NTC08, per un periodo di ritorno di 475 anni, risulta compresa tra 0,21 g e 0,25 g¹.

Infine, alcune aree storicamente interessate da forti terremoti (es. Reggio Emilia, Ferra-

(1) La stima dell'accelerazione orizzontale di picco attesa (PGA al sito, v. NTC 2008) si ottiene moltiplicando l'accelerazione al suolo di riferimento (PGA_0 , v. MPS04), vale a dire su suolo rigido (categoria di sottosuolo A, NTC 2008) e pianeggiante, per un coefficiente indicativo dell'amplificazione dovuta alle condizioni geologiche locali che, in base agli studi di risposta sismica locale e microzonazione sismica, per le aree in oggetto è in genere variabile tra 1,4 e 1,7.

ra) nella mappa MPS04 risultano a minore pericolosità di aree finora meno interessate da terremoti importanti (es. Nonantola, S. Giovanni in Persiceto).

In ogni caso, è comunque buona pratica aggiornare una cartografia della pericolosità quando nuovi studi vengono resi disponibili e, soprattutto, quando eventi catastrofici colpiscono aree precedentemente considerate a bassa pericolosità. In generale, un periodo di 10+12 anni può essere considerato un tempo adeguato per disporre di nuovi dati e contributi scientifici che permettano l'aggiornamento di una cartografia di pericolosità sismica di riferimento.

Dalla pubblicazione della MPS04 le reti sismiche sono state implementate, la Pianura Padana e l'Appennino settentrionale sono stati interessati da varie sequenze sismiche (Fig. 1.3), molti nuovi dati sono stati acquisiti e nuovi studi sono stati effettuati.

In particolare, sono stati acquisiti e resi disponibili una considerevole quantità di nuovi

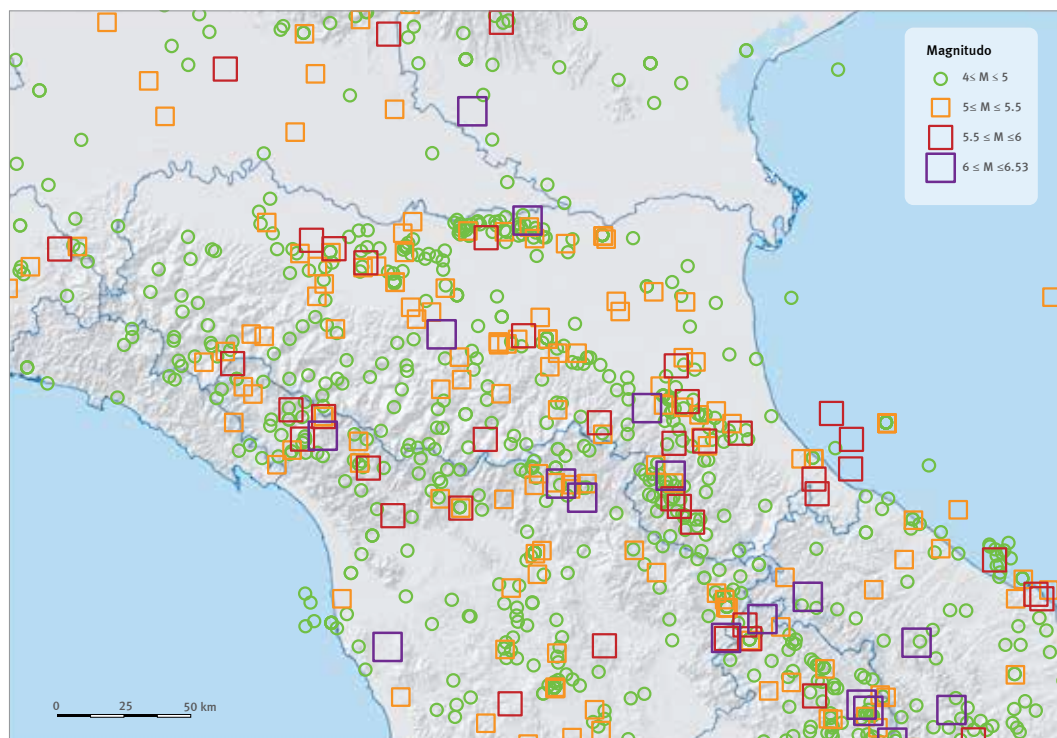


Figura 1.2 epicentri dei principali terremoti ($M_w \geq 4$) che hanno interessato l'Emilia-Romagna dall'anno 1000 al 2014 (Rovida et al., 2016; ISIDE Working Group, 2015); dimensione e colore del simbolo sono rappresentativi della magnitudo (v. legenda).

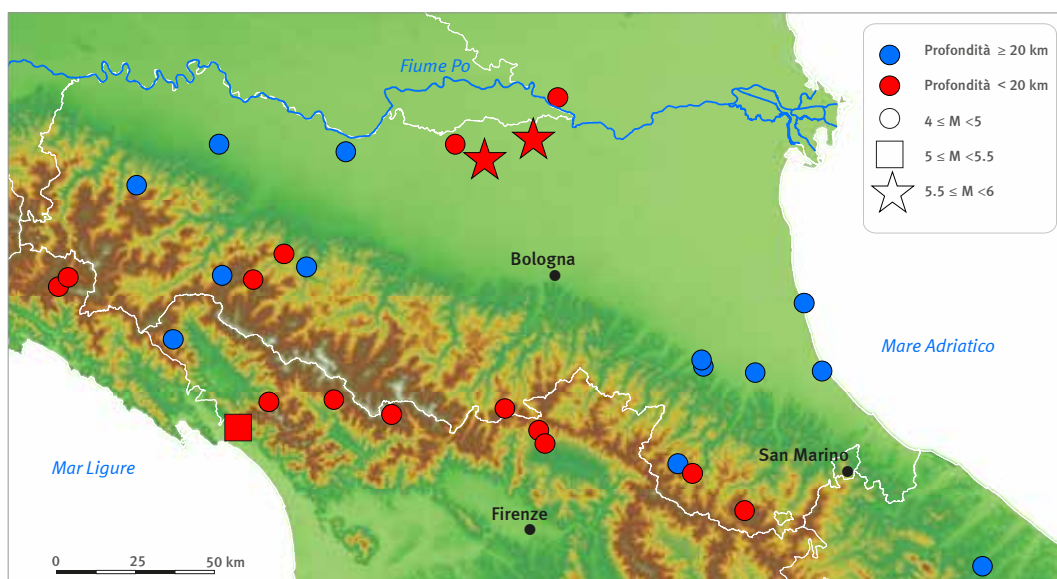


Figura 1.3 mappa degli epicentri dei principali terremoti ($M \geq 4$) che hanno interessato l'Emilia-Romagna dal 2004 al 2016, da catalogo ISIDE (ISIDE Working Group INGV, 2015).

dati² utili per caratterizzare meglio le strutture tettoniche potenzialmente sismogeniche, responsabili della pericolosità sismica in Emilia-Romagna (v. ad es.: Boccaletti et al., 2004, 2005, 2011; Basili et al., 2008; Sani et al., 2009; Fantoni e Franciosi, 2010; Locati et al., 2011; Rovida et al., 2011; Mantovani et al., 2011, 2013; Martelli, 2011; Rogledi, 2013; Vannoli et al., 2014; ISiDe Working Group, 2015; DISS Working Group, 2015), e nuovi codici di calcolo e procedure di analisi della pericolosità sismica sono state proposte (CRISIS 2012: Ordaz et al., 2012).

Perciò la Regione Emilia-Romagna nel 2015 ha firmato un accordo (approvato dalla Giunta della Regione Emilia-Romagna con Delibera n. 175/2014) con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS) e il Consorzio ReLUIS finalizzato a valutare le possibilità e opportunità di aggiornamento della pericolosità sismica dell'Emilia-Romagna e alla redazione di mappe di rischio a scala regionale (per le motivazioni si veda la parte introduttiva della DGR 175/2014).

Nell'ambito delle attività previste da tale accordo sono stati effettuati la revisione e l'aggiornamento delle conoscenze sismotettoniche regionali (Martelli et al., 2017a), che hanno permesso una proposta di nuova zonazione sismogenica dell'Appennino Settentrionale e della Pianura Padana centrale e orientale (Martelli et al., 2014) e un modello 3D delle potenziali sorgenti sismogeniche sulla base del quale è stata condotta una nuova analisi della pericolosità sismica regionale (Santulin et al., 2014; Martelli et al., 2017b). Tale analisi di pericolosità è stata realizzata secondo l'approccio probabilistico di Cornell (1968), utilizzando il codice di calcolo CRISIS 2012 (Ordaz et al., 2012).

L'esigenza di aggiornare l'attuale modello di riferimento MPS04 è sentita anche a livello nazionale e perciò il "**Centro di Pericolosità Sismica (CPS)**" dell'INGV, nell'ambito della convenzione 2015 con il Dipartimento della Protezione Civile, e in accordo con questo, si è fatto carico di realizzare un **nuovo modello di pericolosità sismica** del territorio nazionale (<https://ingvcps.wordpress.com/>). Scopo di questa iniziativa è realizzare un modello che sfrutti tutti gli avanzamenti realizzati negli ultimi anni relativamente ai dati disponibili, agli approcci e ai codici di calcolo. Perciò, nell'aprile 2015, il CPS ha invitato tutta la comunità scientifica interessata a presentare studi e proposte.

A questa iniziativa ha aderito anche il gruppo di lavoro ZS-PS RER, trasmettendo quanto fino ad allora elaborato in termini di proposta di nuova zonazione sismogenica e analisi di pericolosità sismica sulla base di un modello 3D delle sorgenti sismogeniche. Per la partecipazione al programma **per la nuova mappa di pericolosità sismica** del territorio nazionale è però richiesto che le proposte siano relative all'intero territorio nazionale, ad eccezione di casi molto particolari (per es. aree vulcaniche). La metodologia proposta è stata quindi estesa dal gruppo di lavoro ZS-PS RER a tutta la catena appenninica e, con il coordinamento di OGS, è stata organizzata una rete di collaborazioni che ha coinvolto altri enti e istituti ciascuno dei quali specializzato nella sismotettonica locale della propria area di riferimento allo scopo di estendere la metodologia a tutto il territorio nazionale.

In questo rapporto vengono descritti in dettaglio i dati, le procedure di analisi ed elaborazione e i risultati che hanno permesso la proposta di nuova zonazione sismogenica dell'Appennino settentrionale e della Pianura Padana centrale e orientale e la successiva definizione della pericolosità sismica della stessa area sulla base di un modello 3D delle sorgenti sismogeniche.

(2) Al momento dello studio, in particolare durante le fasi di analisi ed elaborazione dei dati, INGV non aveva ancora pubblicato i nuovi cataloghi dei terremoti storici CPTI15 e DBMI15 (Rovida et al., 2016; Locati et al., 2016); i dati CPTI15 e DBMI15 sono disponibili nel sito web INGV dal 29 luglio 2016.

2. INQUADRAMENTO GEODINAMICO

L'Appennino settentrionale è una catena a *thrust* che si è sviluppata a partire dall'Eocene superiore, come risultato della collisione tra la placca adriatica e il margine europeo (blocco Sardo-Corso), dopo la completa chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese (Tetide occidentale) (Boccaletti et al., 1971). La struttura principale della catena consiste in un impilamento di unità tettoniche NE-vergenti. Quelle geometricamente superiori sono anche le più vecchie e derivano dall'oceano Ligure-Piemontese, perciò dette unità Liguri, dove si sono formate tra il Giurassico e l'Eocene; queste sono sovrascorse sulle unità Toscane le quali si sono originate su un margine di tipo passivo tra il Triassico medio-superiore e il Miocene (Fig. 2.1a, b).

L'evoluzione dell'Appennino settentrionale è stata inquadrata in differenti modelli geodinamici, i principali dei quali sono i seguenti: 1) modelli di slab *rollback/slab pull* correlati ad una subduzione verso ovest della litosfera adriatica (e.g., Malinverno e Ryan, 1986; Doglioni, 1991; Faccenna et al., 2001; Lucente e Speranza, 2001; Carminati et al., 2012); 2)

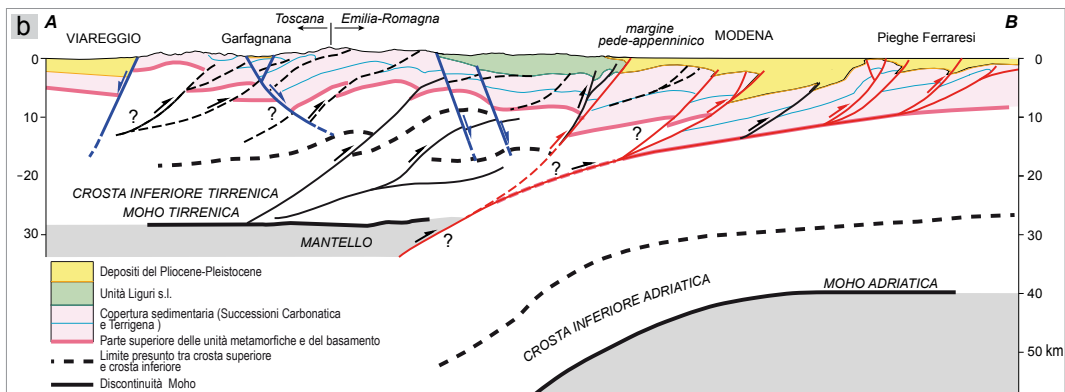
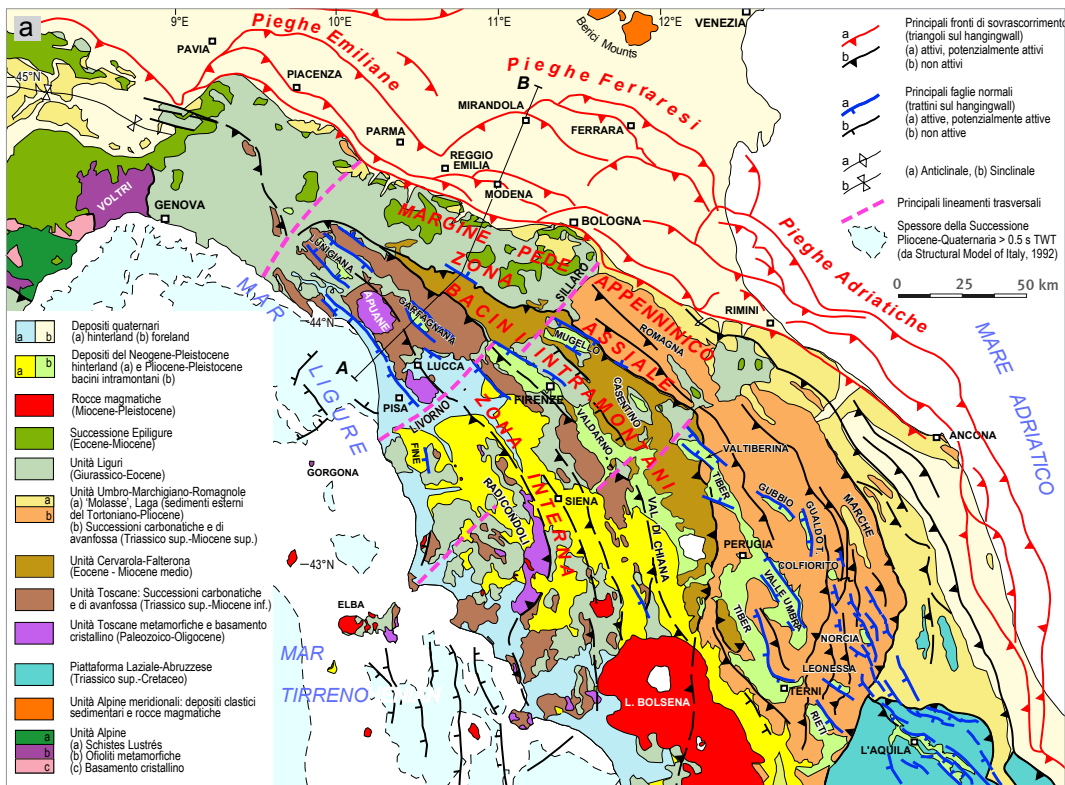


Figura 2.1 a) schema tettonico dell'Appennino settentrionale e della Pianura Padana; b) sezione geologica dal Mar Ligure al Po; traccia in figura a).

modelli di slab detachment (Wortel e Spakman, 1992; Van der Meulen et al., 1999; Di Bucci e Mazzoli, 2002); 3) risalita del mantello responsabile del *regional bulge* (D'Agostino et al., 2001), 4) sovrascorrimenti alla scala di litosfera continentale (Finetti et al., 2005).

Altri modelli hanno proposto una transizione da una subduzione verso est della crosta della Tetide (Cretaceo-Eocene) a una subduzione verso ovest post-Eocene della litosfera della placca adriatica (Boccaletti et al., 1971; Doglioni et al., 1998; Marroni et al., 2001).

Nei modelli sopra citati, il settore tirrenico è generalmente visto come un tipico bacino di retroarco. L'evoluzione post-collisionale (i.e., Miocene-Pliocene) dell'Appennino settentrionale è stata generalmente correlata a un regime estensionale che ha interessato il settore interno dell'orogene conseguentemente all'apertura del Tirreno (e.g. Martini e Sagri, 1993). Ciò ha comportato la progressiva migrazione dei fronti compressivi verso est, nell'avampaese (e.g., Elter et al., 1975). Altre interpretazioni propongono un'evoluzione più articolata, in cui le aree interne e di retroarco sono state nuovamente soggette a compressione, interrompendo il regime estensionale, tra circa 8,5 e 3,5 Ma (Bonini et al., 2014).

Data la migrazione dell'orogenesi da ovest verso est, il settore occidentale (tirrenico) dell'Appennino settentrionale è generalmente indicato come interno mentre il settore orientale (padano-adriatico) è indicato come esterno.

Per quanto riguarda i principali aspetti geofisici, l'Appennino settentrionale è caratterizzato da un'evidente differenza di spessore crostale, valutato circa 20±25 km nella zona interna, fino a 35±45 km nella zona esterna (Cassinis et al., 2005) (Fig. 2.1b). Un elevato flusso di calore (>100 mW m⁻²; Della Vedova et al., 2001) e un'anomalia gravitativa di Bouguer positiva (Marson et al., 1998) caratterizzano il settore interno.

La sismicità mostra caratteristiche piuttosto differenti in termini di cinematica e profondità ipocentrale: sismicità superficiale (<20 km) con meccanismi focali prevalentemente estensionali nella zona interna e nella zona di crinale, eventi più profondi (≥ 20 km) con meccanismi prevalentemente compressivi nella zona esterna. I terremoti profondi compressivi (≥ 20 km fino a 60±90 km; Selvaggi e Amato, 1992; Chiarabba et al., 2005) sono stati variamente interpretati a seconda del modello geodinamico. Generalmente, questi terremoti sono correlati alla subduzione della litosfera continentale adriatica sotto l'Appennino settentrionale (Eva e Solarino, 1992; Meletti et al., 2000; Amato e Cimini, 2001; Piccinini et al., 2006) (Fig. 2.1b). Altri modelli correlano parte di questa sismicità alla deformazione associata ai *thrust* attivi nella litosfera adriatica (Collettini et al., 1997; Lavecchia et al., 2003; Finetti et al., 2005).

3. LA ZONAZIONE SISMOGENICA PROPOSTA

La zonazione sismogenica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004; Meletti et al., 2008), attuale riferimento per gli studi di pericolosità sismica, individua nell'Appennino settentrionale zone sismogeniche molto estese e a sviluppo prevalentemente longitudinale (Fig. 3.1a), cioè parallele all'asse della catena, nonostante l'Appennino settentrionale sia caratterizzato anche da importanti zone di deformazione trasversali alla catena.

La precedente zonazione di riferimento, la ZS4 (Scandone e Stucchi, 2000), individuava zone meno estese, alcune delle quali a sviluppo trasversale rispetto all'asse della catena (Fig. 3.1b).

In entrambe, vaste aree della Pianura Padana non risultano comprese in nessuna delle due zonazioni sismogeniche citate, sebbene siano noti anche in queste aree terremoti che hanno causato ingenti danni.

Dal 2004 al momento di realizzazione del presente studio (primavera 2016), anche a seguito delle importanti sequenze sismiche che hanno interessato l'Italia centrale e set-

tentrionale e alla rilocalizzazione di alcuni terremoti storici, sono stati pubblicati vari lavori e nuovi dati (v. ad es.: Boccaletti et al., 2004, 2005, 2011; Basili et al., 2008; Sani et al., 2009; Fantoni e Franciosi, 2010; Locati et al., 2011; Rovida et al., 2011; Mantovani et al., 2011, 2013; Martelli, 2011; Rogledi, 2013; Vannoli et al., 2014; ISIDe Working Group, 2015; DISS Working Group, 2015), oltre a vari rilevamenti geologici pubblicati sia come fogli CARG alla scale 1:50.000 sia come cartografie geotematiche regionali. Questi nuovi studi evidenziano la possibilità di una migliore definizione delle zone potenzialmente sismogeniche dell'Appennino settentrionale, in particolare del settore toscano-emiliano-romagnolo, e della Pianura Padana centrale e orientale.

È stata quindi rivista e aggiornata la cartografia sismotettonica regionale pubblicata nel 2004 (Boccaletti et al., 2004). La nuova carta sismotettonica regionale (Martelli et al., 2017a) è stata realizzata dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli in collaborazione con l'Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Firenze, del CNR, con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze e con l'INGV, sezione di Bologna, considerando i dati geologici e sismologici di un'area molto più ampia del territorio regionale, al fine di riconoscere le strutture attive e potenzialmente attive capaci di influenzare la pericolosità sismica dell'Emilia-Romagna (Fig. 3.2). In questo aggiornamento sono state considerate attive le strutture che mostrano chiare evidenze di influenza sull'evoluzione morfologica del paesaggio attuale o hanno deformato orizzonti stratigrafici non più antichi di 450.000 anni, età attribuita al limite inferiore del Sintema Emiliano-Romagnolo

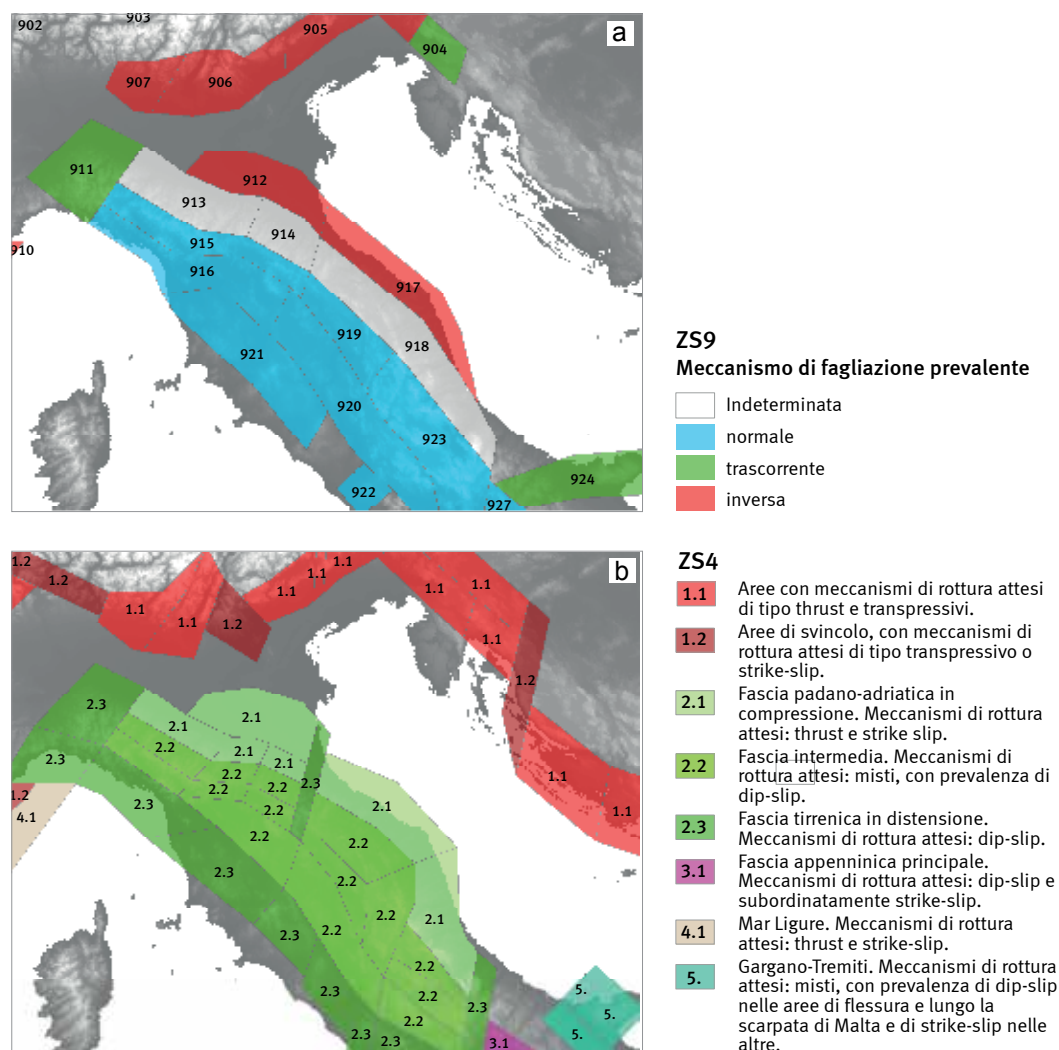


Figura 3.1 a) stralcio della zonazione sismogenica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004); b) stralcio della zonazione sismogenica ZS4 (Scandone e Stucchi, 2000).

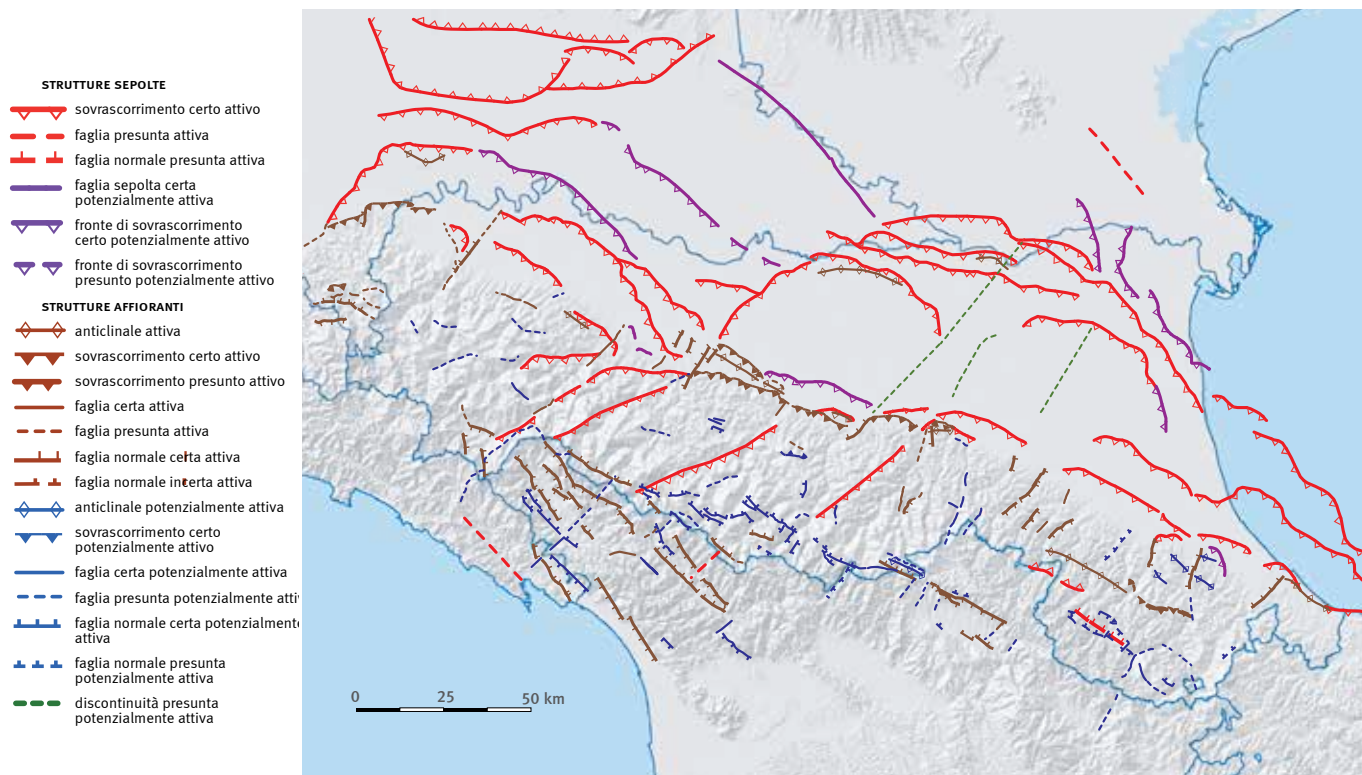


Figura 3.2 mappa di sintesi delle strutture tettoniche attive e potenzialmente attive riconosciute nell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e nella Pianura Padana centrale e orientale (da Martelli et al., 2017a).

Superiore (RER & ENI-Agip, 1998; RL & ENI, 2002). La superficie di base di questo sistema è stata assunta come riferimento per classificare il grado di attività delle strutture in quanto è il *marker* stratigrafico più rappresentato e meglio definito alla scala del territorio d'interesse. Le strutture che presentano evidenze minori o meno certe di influenza sull'evoluzione morfologica del paesaggio attuale o di deformazione degli orizzonti stratigrafici non più antichi di 450.000 anni sono state definite potenzialmente attive.

Per la cartografia delle faglie attive nelle zone non oggetto delle attività di revisione della carta sismotettonica regionale sono stati considerati i cataloghi ITHACA (ISPRA-SGI, 2010) e DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015).

Per la definizione di una zonazione sismogenica finalizzata alla definizione della pericolosità sismica è stata considerata un'area ancora più ampia, che si estende per almeno circa 200 km all'intorno dell'Appennino emiliano-romagnolo e risulta compresa tra il margine sud-alpino a nord e la Toscana meridionale, l'Umbria e le Marche a sud.

3.1. Le principali zone sismogeniche

Sulla base delle strutture attive e potenzialmente attive riconosciute e della distribuzione della sismicità storica e strumentale è stato possibile suddividere l'area di studio in cinque fasce sismotettoniche, ognuna caratterizzata, al proprio interno, da un regime sismico che può essere considerato omogeneo; tali fasce, da SW verso NE, sono le seguenti (Fig. 2.1): 1) settore interno (Toscana occidentale e centrale), 2) fascia dei bacini intermontani orientali (Toscana nordoccidentale e nordorientale, Umbria, Marche occidentali), 3) versante adriatico della zona assiale (Emilia-Romagna sud-occidentale e Marche orientali), 4) margine appenninico-padano, 5) zona dei fronti sepolti padani e adriatici.

La continuità longitudinale di queste fasce è localmente interrotta da fasce trasversali in cui sono state riconosciute strutture attive (Fig. 2.1). Queste strutture trasversali, a nostro avviso giocano un ruolo importante nella distribuzione della sismicità e perciò sono state considerate nella nuova zonazione (v. par. 3.1.2. e Fig. 3.3).

Di seguito sono brevemente descritte le principali caratteristiche delle 5 fasce longitudinali riconosciute.

SETTORE INTERNO (Toscana occidentale e centrale)

Comprende il bacino tirrenico e i numerosi bacini marini e continentali che si sono sviluppati nella Toscana occidentale e centrale a partire dal Miocene medio-superiore (e.g., Boccaletti e Guazzone, 1972; Fig. 2.1a). Secondo il modello classico, la nascita di questi bacini è correlata con il regime estensionale (e.g., Elter et al., 1975; Brogi e Liotta, 2008), mentre secondo altri modelli questi bacini si sono sviluppati in un regime compressivo che ha sostituito l'estensione durante l'ultima fase evolutiva del bacino tirrenico (e.g., Bonini, 1999; Sani et al., 2001).

La sismicità strumentale è generalmente limitata e caratterizzata da eventi superficiali (<10 km) e di bassa magnitudo ($M_w < 4$) (ISIDe Working Group INGV, 2015). Sono tuttavia note alcune importanti eccezioni, in particolare gli eventi storici del 1414 ($M_w \approx 5,6$), del 1558 ($M_w \approx 5,8$), del 1846 ($M_w \approx 5,9$) e del 1914 ($M_w \approx 5,7$) che hanno rispettivamente interessato Radicondoli, la Val di Fine e la zona di Lucca (Rovida et al., 2011) (Fig. 3.2). In generale gli eventi sismici sono concentrati in aree specifiche, in particolare nelle zone dei campi geotermici di Larderello e del M. Amiata, nei dintorni del lago di Bolsena, di Siena e a sud-ovest di Firenze; quest'ultima zona è stata interessata anche recentemente (nel dicembre 2014) da una nuova sequenza sismica (v. dataset TDMT in <http://cnt.rm.ingv.it/tdmt>; Scognamiglio et al., 2009).

Le faglie potenzialmente attive individuate sono prevalentemente normali e localizzate in aree specifiche, come l'area costiera che limita le Alpi Apuane e il Monte Pisano dove le faglie sono prevalentemente orientate NW-SE (Figg. 2.1a e 3.2). Faglie normali con orientazione simile sono state riconosciute anche a sud di Firenze. Inoltre, è importante citare la presenza di segmenti di faglia trasversali, cioè orientati circa NE-SW, localmente importanti, presenti nell'area a sud-est di Firenze, nei dintorni di Siena e lungo l'allineamento Livorno-Sillaro (Fig. 3.2). Queste faglie trasversali possono essere caratterizzate da una componente trascorrente del movimento, come indicato da alcuni meccanismi focali, per esempio i moderati terremoti di settembre e dicembre 2014 rispettivamente localizzati a sud di Firenze e nel Casentino (v. dataset TDMT in <http://cnt.rm.ingv.it/tdmt>; Scognamiglio et al., 2009).

FASCIA DEI BACINI INTERMONTANI (versante tirrenico della zona assiale della catena)

Comprende la fascia dei bacini continentali intermontani del versante tirrenico prossimi al crinale appenninico. Questa fascia è relativamente stretta nel settore nord-occidentale mentre si allarga verso sud-est. Da nord-ovest verso sud-est i principali bacini sono: la Lunigiana, la Garfagnana, il bacino di Pistoia-Prato-Firenze, il Mugello, il Valdarno Superiore, il Casentino, la Valtiberina, il bacino di Gubbio, la Valle Umbra, i bacini di Colfiorito, di Norcia, di Leonessa, di Rieti e di L'Aquila (Fig. 2.1a).

Questa fascia è caratterizzata da una sismicità diffusa, con eventi generalmente superficiali (profondità <15÷20 km), caratterizzati da prevalenti meccanismi focali estensionali (Chiarabba et al., 2005, 2015; Pondrelli et al. 2006; Sani et al., 2009; ISIDe Working Group INGV, 2015). E' in questa zona che si sono verificati gli eventi sismici più forti dell'area considerata per questo studio. In particolare, da nord-ovest a sud-est, gli eventi storici più importanti ($M_w \geq 6,0$) sono i seguenti (Rovida et al., 2011): Garfagnana 1920 ($M_w \approx 6,5$), Mugello 1919 ($M_w \approx 6,3$), Valtiberina 1352 ($M_w \approx 6,4$), Gualdo Tadino 1751 ($M_w \approx 6,2$), Colfiorito 1279 ($M_w \approx 6,3$), Valle Umbra 1832 ($M_w \approx 6,3$), Norcia 1328 ($M_w \approx 6,4$), Norcia 1703 ($M_w \approx 6,7$), Leonessa 1298 ($M_w \approx 6,2$), e L'Aquila 1703 ($M_w \approx 6,7$). Anche recentemente questo settore è stato interessato da forti terremoti che hanno causato gravi danni in aree estese, in particolare la sequenza sismica di Colfiorito ($M_w \approx 6,0$) di settembre 1997, il terremoto di L'Aquila ($M_w \approx 6,3$) dell'aprile 2009 e la sequenza sismica, tuttora in atto, che ha interessato la

dorsale dell'Appennino centrale tra Amatrice, Norcia e Visso (24 agosto 2016, $M_w=6,0$; 30 ottobre 2016 $M_w=6,5$). I principali eventi sismici sono strettamente associati con sistemi di faglie normali orientate NW-SE che tipicamente bordano i bacini intermontani (Collettini et al., 2005; Chiarabba et al., 2009; Sani et al., 2009; DISS Working Group, 2015) (Fig. 3.2).

VERSANTE ADRIATICO DELLA ZONA ASSIALE

Anche la zona assiale di catena del versante padano è caratterizzata da una sismicità diffusa, più profonda rispetto a quella della fascia e i bacini intermontani. In particolare, gli ipocentri spesso sono localizzati a profondità comprese tra 20 e 60 km, soprattutto nella zona nord-occidentale (Appennino emiliano centrale; ISIDe Working Group INGV, 2015).

In questa fascia i forti terremoti sono meno frequenti rispetto alla zona dei bacini intermontani; tuttavia, sono noti vari terremoti con $M_w \geq 6,0$ da nord-ovest a sud-est (Rovida et al., 2011): Appennino romagnolo 1661 ($M_w \approx 6,1$), Cagli 1781 ($M_w \approx 6,4$), Fabriano 1741 ($M_w \approx 6,2$), Appennino marchigiano 1799 ($M_w \approx 6,1$) e 1873 ($M_w \approx 6,0$). Inoltre è importante ricordare la ricorrenza nell'Appennino romagnolo di terremoti $M_w \approx 5,8 \div 5,9$, come quelli del 1584, 1768 e 1918.

I meccanismi focali dei terremoti superficiali (< 15 km) sono prevalentemente estensionali mentre i meccanismi focali dei terremoti più profondi (> 20 km) sono compressivi.

La zona assiale nord-occidentale (Appennino emiliano centrale) presenta chiare evidenze morfologiche indicative di attività recente di faglie normali immergenti verso N+NE che deformano le precedenti strutture compressive (Bonini, 2013) (Fig. 3.2). Strutture e relazioni temporali analoghe sono state identificate anche nell'Appennino romagnolo (Fig. 2.1). Nel database DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015) una superficie di scorrimento profonda a basso angolo immergente verso SW (ITCS027) è considerata la sorgente sismogenica dei forti terremoti storici che hanno colpito questo settore delle Marche. Questa struttura, ipotizzata affiorante lungo la costa marchigiana, è ritenuta proseguire verso nord-ovest nel sottosuolo dell'Appennino emiliano-romagnolo. In questo scenario, le faglie normali e i meccanismi focali estensionali potrebbero essere la risposta deformativa della porzione superficiale della crosta a sovrascorrimenti profondi, come già proposto per l'Appennino bolognese da Picotti e Pazzaglia (2008).

MARGINE APPENNINICO-PADANO

Rappresenta il settore di transizione tra la catena appenninica emersa e la Pianura Padana (Fig. 2.1a, b).

La sismicità strumentale è importante ma non molto frequente, a meno di concentrazioni locali dovute a sequenze sismiche recenti, come ad esempio la sequenza di Forlì-Faenza di aprile-maggio 2000 (ISIDe Working Group INGV, 2015). I forti eventi storici non sono comuni e al massimo hanno raggiunto magnitudo $M_w=6,0$. I terremoti più importanti sono quelli di Sassuolo 1501 ($M_w \approx 6,0$) e Faenza 1781 ($M_w \approx 5,9$) (Rovida et al., 2011).

I meccanismi focali disponibili sono prevalentemente compressivi con assi P orientati circa N+NE, e profondità ipocentrali generalmente più profonde di $15 \div 20$ km (Martelli et al., 2017a).

Il margine pede-appenninico è caratterizzato dalla presenza di un sistema di *thrust* immergenti verso SW (Pieri e Groppi, 1981; Castellarin et al., 1985; PTF di Boccaletti et al., 1985) responsabile del rapido sollevamento della catena appenninica (Doglioni et al., 1999) (Fig. 2.1a, b). Questo sistema di *thrust* può essere cartografato per oltre 300 km (Boccaletti et al., 2004, 2011) ed è caratterizzato da segmenti attivi che localmente raggiungono la superficie (Benedetti et al., 2003; Boccaletti et al., 2011; Bonini, 2013; DISS Working Group, 2015; Martelli et al., 2017a). Verso sud questo sistema di *thrust* continua con il sistema di pieghe e *thrust* della costa marchigiana (Vannoli et al., 2014) (Fig. 2.1 e 3.2). Quest'ultimo è caratterizzato da eventi sismici significativi, il più importante dei quali è il terremoto di Senigallia del 1930 ($M_w \approx 5,8$; Rovida et al., 2011).

ZONA DEI FRONTI SEPOLTI PADANI E ADRIATICI

Importanti sistemi di pieghe e *thrust* sepolti immergenti verso SSW+SW, che in carta mostrano una tipica forma ad arco, sono presenti nel sottosuolo della Pianura Padana, a nord del margine pede-appenninico (Pieri e Groppi, 1981; Barberi e Scandone, 1983). Queste strutture hanno controllato la deposizione di spesse successioni di sedimenti marini di età compresa tra il Messiniano e il Pleistocene inferiore che hanno riempito i bacini di *piggyback* oggi sepolti dai depositi continentali di età Pleistocene medio-Olocene del Po e dei suoi affluenti (Pieri e Groppi, 1981; Rossi et al., 2002). Queste dorsali sepolte (Pieghe Emiliane e Pieghe Ferraresi di Pieri e Groppi, 1981) sono i veri fronti della catena appenninica (Fig. 2.1a). Questi archi proseguono verso sud-est in Adriatico, lungo la costa romagnola e marchigiana (Pieghe Adriatiche di Pieri e Groppi, 1981), dove si uniscono alle pieghe e *thrust* della costa marchigiana, continuazione verso sud del sistema di *thrust* pede-appenninico (Fig. 2.1a, 3.2).

L'attività recente di questi fronti sepolti è manifestata dalla evidente deformazione dei depositi del Pleistocene medio-superiore (Boccaletti et al., 2004, 2011), così come dall'attività sismica che in carta mostra una distribuzione arcuata perfettamente corrispondente con la localizzazione delle dorsali sepolte. La sismicità è generalmente superficiale (profondità ipocentrale ≤ 10 km) e gli epicentri si concentrano in specifici settori, soprattutto lungo le Pieghe Ferraresi, che anche recentemente sono state interessate da sequenze sismiche importanti, quali quella di Reggio Emilia dell'ottobre 1996 e quella di Finale Emilia-Mirandola del maggio 2012 (ISIDe Working Group INGV, 2015) (Fig. 3.2). I precedenti terremoti della pianura emiliano-romagnola hanno una magnitudo macrosismica inferiore a $M_w \approx 5,6$ (Rovida et al., 2011); la scossa principale della sequenza sismica del 2012, stimata $M_w = 6,1$ (Pondrelli et al., 2012) è quindi l'evento più forte mai registrato in questo settore. Altri eventi storici rilevanti, correlati con i *thrust* delle Pieghe Adriatiche sono quelli avvenuti in mare davanti alla costa di Rimini nel 1916 ($M_{w,max} = 6,1$ e $M_{w,max} = 6,0$; Rovida et al., 2011) (Fig. 3.2). I meccanismi focali disponibili indicano nel tratto di arco orientato circa WNW-ESE una cinematica compressiva con assi P suborizzontali orientati circa N+NE, come ad esempio nel caso della citata sequenza sismica dell'Emilia 2012 (Pondrelli et al., 2012). Nel tratto di rampa laterale orientata NE-SW, a nord-est di Reggio Emilia, i meccanismi focali indicano una consistente transpressione sinistra (Ciaccio e Chiarabba, 2002).

3.1.1. Criteri di definizione delle nuove zone sismogeniche

Le cinque fasce di territorio sopra descritte sono state ulteriormente distinte al fine di definire zone sismogeniche che tenessero nella dovuta considerazione le caratteristiche sismotettoniche riconosciute e fossero di dimensioni adeguate per un'analisi della pericolosità sismica.

Le nuove zone sono state quindi perimetrate e definite considerando le informazioni disponibili su:

- distribuzione epicentrale dei terremoti, macrosismici e strumentali, in particolare quelli con $M > 3,0$ (da CPT111: Rovida et al., 2011; ISIDE ed eventuali altri dati INGV);
- magnitudo massima osservata/stimata;
- meccanismi focali (da European-Mediterranean RCMT catalog, <http://www.bo.ingv.it/RCMT/>; Pondrelli et al., 2011),
- profondità ipocentrale;
- geometria, tipologia e cinematica delle strutture attive e potenzialmente attive riconosciute (Boccaletti et al., 2004; catalogo ITHACA: ISPRA-SGI, 2010; Rogledi, 2013; DISS Working Group 2015; Martelli et al., 2017a) (Fig. 3.2).

Nella definizione dei limiti geografici delle nuove zone, particolare attenzione è stata posta alle conoscenze sismotettoniche in termini di condizioni tettoniche e storia sismica, allo scopo di evitare un'eccessiva estrapolazione delle caratteristiche locali che potrebbe

comportare una “mediazione” della pericolosità interna, con sottostima della pericolosità delle strutture più attive e sovrastima di quelle meno attive. In sintesi, le zone differiscono tra loro prevalentemente per geometria e tipologia delle strutture osservate, e quindi per il meccanismo di rottura ipotizzato, per la profondità degli ipocentri, per il numero e la magnitudo degli eventi osservati.

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

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

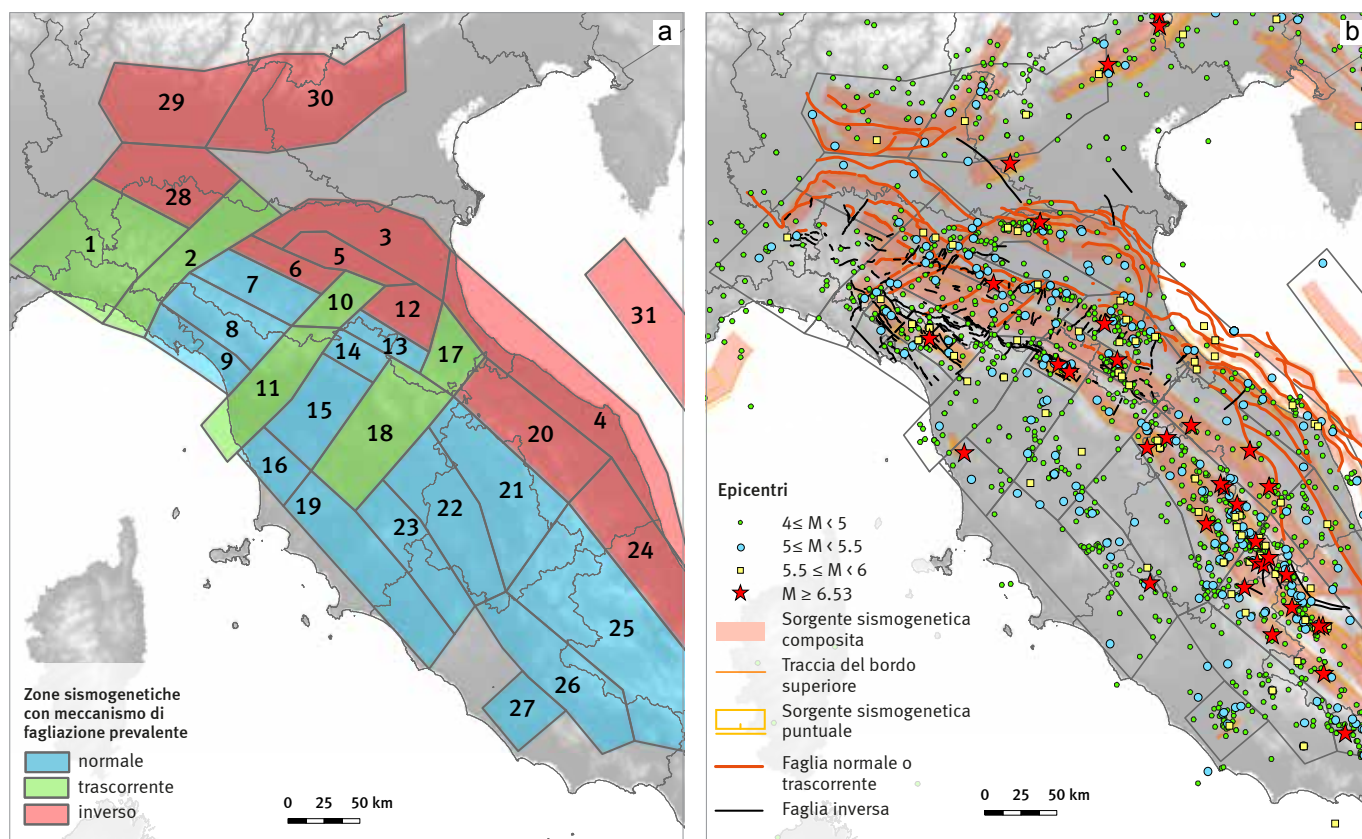
Quando le differenze tra le nuove zone e quelle della ZS9 sono risultate minime, in termini di limiti geografici e caratteristiche sismotettoniche interne, i limiti e le definizioni adottati sono gli stessi delle zone ZS9.

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

Le principali novità della zonazione proposta (v. Fig. 3.3) consistono in:

- una suddivisione di alcune zone ZS9 molto estese (ad es. le zone 912, 915, 916, 921) che, a giudizio degli Autori, includono strutture sismogenetiche con differente geometria e meccanismo di rottura;
- l'introduzione di nuove zone comprendenti aree finora non considerate sismogenetiche, come ad esempio alcune aree della Pianura Padana centrale e della costa tirrenica;

Figura 3.3 a) la nuova zonazione sismogenetica proposta per l'Appennino settentrionale e la Pianura Padana centrale e orientale; b) dati di riferimento.



- l'introduzione di zone trasversali all'asse della catena, motivate dalla presenza di strutture quaternarie orientate circa NE-SW, con componente trascorrente, che deformano le strutture appenniniche (con andamento NW-SE).

Di seguito è riportata una descrizione sintetica, in termini di caratteristiche sismotettoniche, delle nuove zone e le principali differenze rispetto alle zone ZS9. In Tabella 3.1 è riportata una sintesi schematica delle principali caratteristiche delle nuove zone ai fini dell'analisi della pericolosità sismica.

N.	Orientazione delle principali faglie attive	Geometrie principali (secondarie)	Profondità ipocentrale	M_{max}	
				Oss.	Calc.
1	NE-SW?	Trascorrente	?	5,7	5,93 +/- 0,25
2	NE-SW (S/45-60)	Trascorrente (Inversa)	5-30	5,5	5,71 +/- 0,29
3	S-SSW/45	Inversa	5-15	6,1	5,94 +/- 0,24
4	SW/30	Inversa	5-15	6,1	6,16 +/- 0,21
5	S-SSW/15-30	Inversa	15-35	5,5	6,00 +/- 0,53
6	S/45-60	Inversa	10-30	6	6,31 +/- 0,29
7	N/65 (S/30)	Normale (Inversa)	5-10 (>15)	5,5	5,61 +/- 0,23
8	NE/60-70(60%) SW/60-70(40%) (NE-SW)	Normale (transtensiva destra)	5-15 (10-20)	6,5 (5,1)	6,50 +/- 0,23
9	SW/65 (NE65)	Normale	5-15	5,4	6,28 +/- 0,27
10	NNE-SSW (S/45-60)	Trascorrente (Inversa)	5-15 (15-35)	5,5	5,73 +/- 0,30
11	NE-SW (SW/60-70)	Trascorrente (Normale)	5-15	5,7	6,12 +/- 0,38
12	S/30-45	Inversa	5-35	6,1	6,23 +/- 0,24
13	NE/65 (SSW 30)	Normale (Inversa)	3-10 (>15)	6	6,18 +/- 0,22
14	SSW/60-70(60%) NNE/60-70(40%)	Normale	5-15	6,3	6,61 +/- 0,29
15	SW/65 (NE-SW)	Normale (Trascorrente)	5-15	5,4	5,81 +/- 0,37
16	WSW/ 60-70	Normale	5-15	5,9	6,43 +/- 0,38
17	NNE-SSW (SSW/30)	Trascorrente (Inversa)	5-15 (15-25)	6	5,96 +/- 0,26
18	NE-SW (SW/60-70?)	Trascorrente (Normale?)	5-15	5,8	6,00 +/- 0,29
19	SW/ 60	Normale	5-15?	5,1	5,32 +/- 0,20
20	SW/30	Inversa	10-35	6,4	6,61 +/- 0,29
21	SW/45-65(60%) ENE/45-65(40%)	Normale	5-15	6,7 (6,43)	6,46 +/- 0,21
22	WSW/65	Normale	5-15	5,0	5,83 +/- 0,40
23	WSW/65	Normale	5-15	5,7	5,97 +/- 0,26
24	SW/30	Inversa	10-35	5,5 (6,84)	7,20 +/- 0,28
25	SW/50-70	Normale	5-15	7,1	7,06 +/- 0,21
26	SW/60-70	Normale	5-15	5,5	5,65 +/- 0,25
27	NW/60	Normale	5-15	5,5	5,65 +/- 0,25
28	S/45	Inversa	5-30	5,5	5,86 +/- 0,46
29	N/30	Inversa	5-15	6,0	6,03 +/- 0,30
30	N/30	Inversa	5-15	6,0	5,93 +/- 0,24
31	E/35	Inversa	5-15	6,0 (5,43)	5,61 +/- 0,23

Tabella 3.1 principali caratteristiche delle nuove zone sismogeniche proposte per l'Appennino settentrionale: orientazione delle principali faglie attive; geometrie principali o secondarie delle faglie attive; profondità ipocentrale stimata; la magnitudo massima [oss. = massima osservata, calc. = massima calcolata (Kijko e Graham, 1998)].

3.1.2. Breve descrizione delle zone sismogeniche proposte

Sulla base delle considerazioni sopra esposte e delle caratteristiche geodinamiche e sismotettoniche dell'Appennino settentrionale e della Pianura Padana centrale e orientale viene qui proposta una nuova zonazione sismogenica. Di seguito sono descritte le principali caratteristiche di ogni zona e le principali differenze o analogie rispetto alla ZS9 (Meletti e Valensise, 2004; Meletti et al., 2008).

Liguria (1) Questa zona corrisponde al settore più occidentale dell'Appennino. E' una modifica dell'estensione areale della zona 911 della ZS9 a seguito dell'introduzione delle zone Pieghe Emiliane e Taro-Enza; le caratteristiche sismotettoniche sono quelle della zona 911 della ZS9, con fagliazione prevalentemente di tipo trascorrente lungo strutture trasversali; la magnitudo massima osservata è $M \approx 5,7$.

Taro-Enza (2) Zona estesa dal Mar Ligure (Liguria di Levante) al Po, caratterizzata dalla presenza di importanti elementi tettonici trasversali all'asse della catena, con componenti di movimento trascorrente, che interrompono e dislocano le strutture "appenniniche". Le profondità ipocentrali sono talora elevate (>30 km). Lungo il margine appenninico e in corrispondenza del settore orientale delle Pieghe Emiliane si ritengono probabili sovrascorrimenti attivi. La direzione di compressione (assi P) è in ogni caso circa N-S. La magnitudo storica massima è $M \approx 5,5$. Corrisponde alla parte occidentale delle zone 913, 915 e 916 della ZS9; la parte settentrionale non era compresa in nessuna zona della ZS9.

Pieghe Ferraresi (3) Questa zona comprende l'insieme dei fronti delle Pieghe Ferraresi ed ha caratteristiche simili a quelle indicate per la zona 912 della ZS9 (meccanismi compressivi, direzione di compressione, assi P, circa N-S, piani immergenti verso sud di 45°) ma estensione minore per l'introduzione della zona "Nonantola-Budrio". La profondità degli ipocentri è prevalentemente compresa tra 5 e 15 km; la magnitudo massima registrata è $M=6,1$, ed è relativa alla recente sequenza sismica del maggio 2012. E' di fatto la zona settentrionale della zona 912 della ZS9.

La suddivisione della zona 912 della ZS9 nelle due zone "Pieghe Ferraresi" e "Nonantola-Budrio" è motivata dal tentativo di considerare separatamente la zona dei fronti delle Pieghe Ferraresi, territorio caratterizzato da eventi storici importanti e numerose evidenze di attività tettonica recente, dalla zona di sinforme interposta tra le Pieghe Ferraresi e le Pieghe Romagnole - *thrust* pede-appenninico, settore caratterizzato da minore frequenza di terremoti, per lo più di bassa e media intensità, e da poche evidenze di attività tettonica recente.

Nonantola - Budrio (5) Zona compresa tra le Pieghe Ferraresi e il margine appenninico (Pieghe Romagnole - *thrust* pede-appenninico) caratterizzata da bassa sismicità e rare evidenze di attività tettonica recente. Corrisponde alla parte meridionale della zona 912 della ZS9 (v. zona Pieghe Ferraresi); i terremoti attesi sono compressivi e profondi (>10 km), con direzione di compressione (assi P) circa N-S, lungo piani a basso angolo (di fatto corrisponde alla zona di *flat* delle Pieghe Ferraresi) immergenti verso sud. La magnitudo storica massima è $M \approx 5,5$.

Pieghe Adriatiche (4) Corrisponde alla zona 917 della ZS9, leggermente modificata nei limiti nord-occidentali. Le caratteristiche sismotettoniche assunte sono quelle già indicate per la zona 917 della ZS9, vale a dire deformazione lungo *thrust* attivi immergenti verso SW. Evidenze geomorfologiche indicano la presenza di anticlinali di crescita attive lungo la costa adriatica (Vannoli et al., 2014). La magnitudo storica massima è $M \approx 6,1$.

Margine Emiliano (6) Zona caratterizzata da numerose evidenze geologiche di attività tettonica recente, collegate essenzialmente al *thrust* pede-appenninico, e frequenti terremoti di forte intensità; i terremoti di questa zona sono prevalentemente compressivi, con direzione di compressione (assi P) circa N-S, piani immergenti verso sud di 45° - 60° , con

ipocentri a profondità variabili, per lo più tra 10 e 30 km; la magnitudo storica massima è $M \approx 6$. Corrisponde al settore centro-settentrionale della zona 913 della ZS9.

Appennino Emiliano (7) Zona caratterizzata da terremoti di minore intensità, sia compressivi, generalmente a profondità compresa tra 15 e 35 km, con direzione di compressione (assi P) circa N-S, sia estensionali, per lo più a profondità minore di 15 km; la magnitudo storica massima è $M \approx 5,5$. Corrisponde al settore centro-meridionale della zona 913 della ZS9.

Garfagnana (8) Zona caratterizzata da eventi sismici frequenti, talora di elevata magnitudo ($M > 6,0$), comprendente i bacini toscani della Lunigiana e della Garfagnana e il crinale appenninico tosco-emiliano tra le valli dei fiumi Parma e Panaro. Le principali strutture tettoniche con evidenze di attività recente sono faglie estensionali immergenti a SW e NE e strutture trasversali, orientate NE-SW e ENE-WSW, con cinematica probabile transtensiva destra. Gli ipocentri sembrano concentrarsi a profondità comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M \approx 6,5$. Corrisponde alla zona occidentale della zona 915 della ZS9.

Settore costiero nord occidentale (9) Zona estesa dalla provincia di La Spezia alla Versilia, caratterizzata da sismicità poco frequente e per lo più di bassa intensità. Le faglie quaternarie o potenzialmente attive identificate sono estensionali orientate circa NW-SE, prevalentemente immergenti verso SW; nel bacino di Sarzana è presente una struttura potenzialmente attiva immergente verso NE. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M \approx 5,4$. Corrisponde alla parte costiera (nord-occidentale) della zona 916 della ZS9.

Reno - Setta (10) Zona che si estende dal crinale tosco-emiliano al margine appenninico bolognese, caratterizzata da una minore frequenza di terremoti, generalmente di media intensità, e da strutture trasversali alla catena con componente trascorrente. La profondità degli ipocentri è molto variabile, da 5 a 35 km, con gli eventi estensionali concentrati nella porzione più superficiale (< 15 km). Lungo il margine appenninico sono presenti evidenze di attività di strutture compressive, con direzione di massima compressione (assi P) circa N-S, fortemente immergenti verso sud (45° - 60°); in questo settore gli ipocentri si concentrano a profondità comprese tra 15 e 35 km. La magnitudo storica massima è $M \approx 5,5$. Corrisponde al settore orientale della zona ZS9 913, compreso tra le valli dei fiumi Reno e Sillaro.

Pistoia - Pisa (11) Comprende la piana di Pisa e la bassa valle dell'Arno, il settore occidentale del bacino di Firenze-Prato-Pistoia e l'Appennino pistoiese. Questa zona è caratterizzata da strutture orientate prevalentemente NE-SW, non sempre ben caratterizzate dal punto di vista cinematico, e da strutture subverticali orientate NW-SE, immergenti a SW, con cinematica normale. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M \approx 5,7$. Corrisponde al settore centrale delle zone 915 e 916 della ZS9.

Margine Romagnolo (12) Zona caratterizzata da terremoti frequenti, anche di elevata intensità, con evidenze di movimenti prevalentemente compressivi, con direzione di massima compressione (assi P) circa N-S. Profondità degli ipocentri variabili, per lo più comprese tra 5 e 25 km, talora anche maggiori, fino a 35 km, lungo piani immergenti verso sud di 30° - 45° . La magnitudo massima storica è $M \approx 6,1$. Corrisponde circa alla parte settentrionale della zona 914 della ZS9.

Appennino Romagnolo (13) Zona caratterizzata da terremoti frequenti, anche di elevata intensità, con evidenze di movimenti prevalentemente compressivi e trascorrenti, lungo piani immergenti a sud di 10° - 30° , con profondità ipocentrali per lo più comprese tra 15 e oltre 20 km, e movimenti estensionali lungo piani con direzione circa NW-SE immergenti verso NE, con profondità ipocentrali superficiali comprese tra 5 e 15 km (per lo più $<$

10 km). La magnitudo storica massima è $M \approx 6,0$. Corrisponde circa alla parte meridionale della zona 914 della ZS9.

Mugello (14) Zona caratterizzata da frequente ed elevata sismicità e da evidenze di deformazioni recenti lungo strutture prevalentemente estensionali orientate NW-SE, immergenti sia a SW che a NE; alle estremità occidentale e orientale del bacino del Mugello sono presenti strutture orientate NE-SW non chiaramente caratterizzate cinematicamente. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km. La magnitudo massima storica è $M \approx 6,3$. Corrisponde al settore orientale della zona 915 della ZS9.

Firenze - Volterra (15) Zona comprendente il settore della Toscana centro-settentrionale esteso dal bacino di Volterra alla zona centrale e orientale del bacino di Firenze-Prato-Pistoia, caratterizzato da bassa sismicità e da faglie normali orientate NW-SE prevalentemente immergenti a SW; sono presenti faglie orientate NE-SW con cinematica trascorrente, sia destra che sinistra. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M \approx 5,4$. Corrisponde al settore centro-orientale della zona 916 e a parte del settore settentrionale della zona 921 della ZS9.

Val di Fine (16) Comprende il settore della Toscana costiera di Orciano e della Val di Cecina in cui è stato localizzato l'epicentro macrosismico del forte terremoto del 14 agosto 1846, con magnitudo stimata $M \approx 5,9$; corrisponde a parte del settore settentrionale della zona 921 della ZS9. Le strutture considerate attive sono le faglie normali orientate NNW-SSE che delimitano la parte orientale del bacino della val di Fine. Le profondità ipocentrali sono ipotizzate tra 5 e 15 km.

Savio - Marecchia (17) Zona che si estende tra le valli dei fiumi Savio e Marecchia, dal crinale tosco-romagnolo al margine appenninico cesenate e riminese, caratterizzata da strutture tettoniche trasversali alla catena, con componente trascorrente, e da strutture di sovrascorrimento in corrispondenza del margine appenninico, con direzione di massima compressione N-S. Le profondità ipocentrali sono comprese tra 5 e 15 km, lungo strutture subverticali trasversali alla catena, e tra 15 e 25 km, lungo piani immergenti verso sud. La magnitudo storica massima è $M = 6,0$. Corrisponde alle estremità sud-orientali delle zone 914 e 915 e a quelle nordoccidentali delle zone 918 e 919 della ZS9.

Casentino - Valdarno - Siena (18) Ampia zona a sviluppo trasversale estesa dal bacino di Siena al Casentino, caratterizzata da faglie orientate circa NE-SW a cinematica prevalente transtensiva destra, in particolare nel settore nord-orientale; sono presenti faglie normali potenzialmente attive orientate NW-SE immergenti a SW. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km. La magnitudo storica massima è $M \approx 5,8$. Corrisponde ai settori orientali delle zone 915, 916, all'estremità nord-occidentale della zona 920 e a parte del settore centrale della zona 921 della ZS9.

Litorale Tosco-Laziale (19) Comprende la costa tirrenica tra la Val di Cecina e Civitavecchia - S. Marinella, non inclusa in nessuna zona della ZS9, e la parte sud-occidentale della zona 921 della ZS9. Questa zona è caratterizzata da poche faglie potenzialmente attive orientate sia in direzione NW-SE, con presunta cinematica estensionale, sia orientate in direzione trasversale NE-SW, con cinematica prevalente trascorrente e normale. Parte della sismicità è collegata con il campo geotermico di Larderello. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M \approx 5,1$.

Marche Settentrionali (20) Corrisponde alla parte settentrionale della zona 918 della ZS9 modificata nei limiti geografici dell'estremità nordoccidentale. La zona è caratterizzata da frequenti eventi sismici, anche di elevata intensità, correlati all'attività di *thrust* immergenti verso SW. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 10 e 35 km. La magnitudo storica massima è $M \approx 6,4$.

Umbria (21) Corrisponde alla zona 919 della ZS9, modificata nei limiti nord-occidentali e sudorientali. E' caratterizzata da sismicità frequente, non di rado di elevata intensità;

è in questa zona che si è sviluppata la sequenza sismica dell'Umbria-Marche iniziata nel settembre 1997 ($M_{w\max}\approx 6.0$) e proseguita fino alla primavera 1998. Le strutture principali con evidenze di attività sono faglie estensionali immergenti prevalentemente verso W e SW. Nell'area meridionale sono presenti faglie ad andamento NNE-SSW a cinematica prevalente transtensiva destra. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M\approx 6,7$.

Trasimeno (22) Corrisponde alla parte settentrionale della zona 920 della ZS9, caratterizzata da sismicità poco frequente e di intensità medio-bassa; non sono state riconosciute faglie potenzialmente attive. La magnitudo storica massima è $M\approx 5,0$.

Amiata - Bolsena (23) Zona che si estende dall'alta valle dell'Ombrone al lago di Vico, corrispondente alla parte sud-orientale della zona 921 della ZS9. Comprende l'apparato vulcanico del M. Amiata e la provincia magmatica romana che include il lago di Bolsena. In questo settore sono state identificate poche faglie quaternarie o potenzialmente attive, con direzione NNW-SSE e cinematica prevalentemente estensionale. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M\approx 5,7$.

Abruzzo (24) Comprende il settore esterno dell'Appennino marchigiano-abruzzese. È caratterizzata da una sismicità che può essere definita media per frequenza e intensità. Le strutture sismogeniche sono *thrust* immergenti verso SW. Le profondità ipocentrali sono in media localizzate tra 10 e 35 km. La magnitudo storica massima è $M\approx 5,5$. Corrisponde alla parte meridionale della zona 918 della ZS9.

Appennino Abruzzese (25) Corrisponde alla zona 923 della ZS9 con lievi modifiche dei limiti nord-occidentali. La zona è caratterizzata da frequente ed elevata sismicità e da faglie normali immergenti a SW. Le profondità ipocentrali sono per lo più comprese tra 5 e 15 km; la magnitudo storica massima è $M\approx 7,1$.

Appennino Laziale (26) Corrisponde alla parte meridionale della zona 920 della ZS9. Le caratteristiche sismotettoniche interne assunte sono quelle della zona 920 della ZS9, vale a dire meccanismi di fagliazione prevalentemente estensionali. La magnitudo storica massima è $M\approx 5,5$.

Colli Albani (27) Corrisponde alla zona 922 della ZS9 ed è centrata sui Colli Albani. È caratterizzata da sismicità associate all'attività di faglie normali, orientate NE-SW, immergenti verso NW, come documentato nel DISS 3.2 (Basili et al., 2008; DISS Working Group 2015). La magnitudo massima attesa è $M=5,6$ (DISS Working Group 2015).

Pieghe Emiliane (28) Comprende i fronti compressivi più occidentali delle Pieghe Emiliane e del margine appenninico-padano, dove sono state riconosciute anche strutture trascorrenti; la direzione di compressione (assi P) è comunque circa N-S. Le strutture principali immergono verso sud di 45° ; la profondità degli ipocentri è variabile tra 5 e 30 km. La magnitudo storica massima è $M=5,5$. La parte settentrionale di questa zona non era compresa in nessuna zona ZS9, quella meridionale ricadeva in parte nel settore settentrionale della zona 911 della ZS9.

Per il calcolo della pericolosità sismica (v. cap. 4), oltre alle zone sopra descritte, si è reso necessario considerare anche altre zone sismogeniche limitrofe, potenzialmente in grado di influenzare la pericolosità sismica dell'area considerata:

Fronti Sudalpini Lombardi (29) Corrisponde alla zona 907 della ZS9, modificata fino a comprendere i principali eventi occidentali e lo sviluppo dei fronti sepolti del margine sud-alpino lombardo; sono state assunte le stesse caratteristiche sismotettoniche della zona 907 della ZS9 (deformazione lungo *thrust* S-vergenti attivi immergenti verso nord). La magnitudo massima attesa è $M=6$ (DISS Working Group 2015).

Fronti Sudalpini veneti occidentali (30) Corrisponde alla zona 906 della ZS9; sono state quindi assunte le stesse caratteristiche sismotettoniche della zona 906 della ZS9 (deformazione lungo *thrust* S-vergenti attivi immergenti verso nord). La magnitudo massima attesa è $M=6$ (DISS Working Group 2015).

Medio Adriatico (31) Comprende i terremoti principali dell'Adriatico centrale; quest'area non è compresa in nessuna zona della ZS9. Le strutture sismogeniche sono considerate *thrust* immergenti verso ENE, con profondità ipocentrali comprese tra 5 e 15 km. La magnitudo massima attesa è $M=6$ (DISS Working Group 2015).

4. PERICOLOSITÀ SISMICA

Nel presente studio, la pericolosità sismica è stata calcolata secondo l'approccio del probabilismo sismotettonico (Muir Wood, 1993), proposto originariamente da Cornell (1968) ed implementato nel seguito da molti autori (p. es. McGuire, 1976, 2004) senza però l'introduzione di modifiche teoriche sostanziali. In particolare, nel presente lavoro è stato utilizzato il software CRISIS 2012 (Ordaz et al., 2012) alimentato da nuovi dati e considerando una complessa caratterizzazione delle sorgenti sismiche.

L'approccio del probabilismo sismotettonico si basa sulla definizione di un modello di sorgenti sismiche ottenuto dall'analisi congiunta delle informazioni sismologiche e geologiche. Nella formulazione di Cornell (1968) devono venire accettate due ipotesi di lavoro:

1) l'intervallo di occorrenza dei terremoti ha una distribuzione esponenziale (gli eventi seguono, cioè, un processo di Poisson, senza, perciò, alcuna memoria del tempo, dimensione e ubicazione degli eventi precedenti);

2) la magnitudo è esponenzialmente distribuita [vale, dunque, la relazione di Gutenberg - Richter (GR) che definisce il rapporto tra eventi di bassa ed alta magnitudo].

La sismicità, inoltre, è considerata uniformemente distribuita all'interno delle sorgenti sismiche.

Il calcolo della pericolosità secondo il metodo di Cornell (1968) necessita delle seguenti informazioni: la geometria delle sorgenti sismiche, il modello di sismicità (e cioè, per ogni sorgente individuata, la magnitudo massima e il numero medio di terremoti per ogni intervallo di magnitudo) e il modello di attenuazione del moto del suolo.

Considerando che ogni sorgente irradia il proprio potenziale sismico (terremoti di ogni magnitudo) in un certo intorno, e che lo scuotimento viene determinato tramite relazioni empiriche che simulano la propagazione del moto del suolo, il calcolo di pericolosità sismica deve tener conto del contributo di tutti gli eventi che possono verificarsi nelle sorgenti sismiche. Il risultato dell'applicazione di questo approccio ad un generico sito in analisi si ottiene mediante l'integrazione statistica del potenziale sismico esprimibile da tutte le sorgenti. I risultati vengono rappresentati spazialmente tramite mappe di scuotimento atteso in un prefissato intervallo di tempo ad un certo livello di probabilità di superamento e puntualmente (cioè per un singolo sito) tramite curve di probabilità di superamento del parametro di scuotimento scelto (picco di accelerazione, picco di velocità, picco di spostamento, intensità di Arias, intensità di Housner, ecc.). Sebbene le assunzioni richieste da questo approccio e citate precedentemente possano sembrare inadeguate, o le semplificazioni troppo riduttive, il probabilismo sismotettonico si basa su ipotesi ragionevoli e robuste ed è sicuramente l'approccio più consolidato e maggiormente utilizzato a livello internazionale per quanto riguarda le strategie di pianificazione territoriale.

In accordo con la zonazione sismogenica italiana vigente (ZS9), le nuove sorgenti qui proposte sono state inizialmente modellate come piani orizzontali (zone sismogeniche, ZZSS). L'introduzione di alcune zone con geometria trasversale rispetto all'andamento appenninico costituisce un elemento innovativo della presente zonazione rispetto alla ZS9. Successivamente, le nuove sorgenti sono state modellate come uno o più piani inclinati mediante una geometria complessa in tre dimensioni, in accordo con lo stile tettonico dominante nella ZS. La nuova geometria delle sorgenti sismiche può, teoricamente, intro-

durre differenze interessanti nelle stime di pericolosità sismica rispetto a quelle nazionali precedenti e può sottolineare l'influenza, nel calcolo dello scuotimento del terreno, della superficie geometrica 3D (piano inclinato, migliore approssimazione di una o più faglie rispetto al piano orizzontale) unita a un appropriato modello di attenuazione del moto del suolo.

4.1. La caratterizzazione sismica delle sorgenti

La caratterizzazione sismica comprende, per ogni sorgente, oltre alla sua definizione spaziale, la costruzione del catalogo dei terremoti relativi a quella sorgente, la stima del suo potenziale sismico in termini di magnitudo massima attesa e numero di sismi di ogni classe di magnitudo e la scelta del modello di attenuazione del moto del suolo per i terremoti della sorgente stessa.

Sono necessarie alcune operazioni preliminari alla estrazione dei terremoti di competenza delle varie sorgenti: l'eliminazione degli eventi dipendenti e l'analisi di completezza per le varie classi di magnitudo.

L'eliminazione degli eventi dipendenti è richiesta dal modello di occorrenza dei terremoti nel tempo che viene considerato. L'approccio di Cornell (1968) accetta una distribuzione poissoniana e, pertanto, composta solo da eventi indipendenti.

Il calcolo dei tassi annuali di sismicità prevede l'identificazione, per ciascuna classe di magnitudo, dei periodi specifici in cui il catalogo è completo. In questo lavoro, l'analisi della completezza è stata fatta controllando la stabilità nel tempo del numero di terremoti (Stepp, 1972), per ciascuna classe di magnitudo (Fig. 4.1) In realtà questa analisi non verifica la completezza del catalogo, ma la sua stabilità nel tempo, che coinciderebbe con la completezza qualora non si verificassero fluttuazioni nella sismicità. Poiché la stabilità è richiesta anche dal metodo di Cornell (1968), l'operazione risulta coerente. La stima corretta dei tassi annuali è estremamente importante per evitare che le classi di bassa magnitudo, scarsamente documentate in passato, risultino sottovalutate.

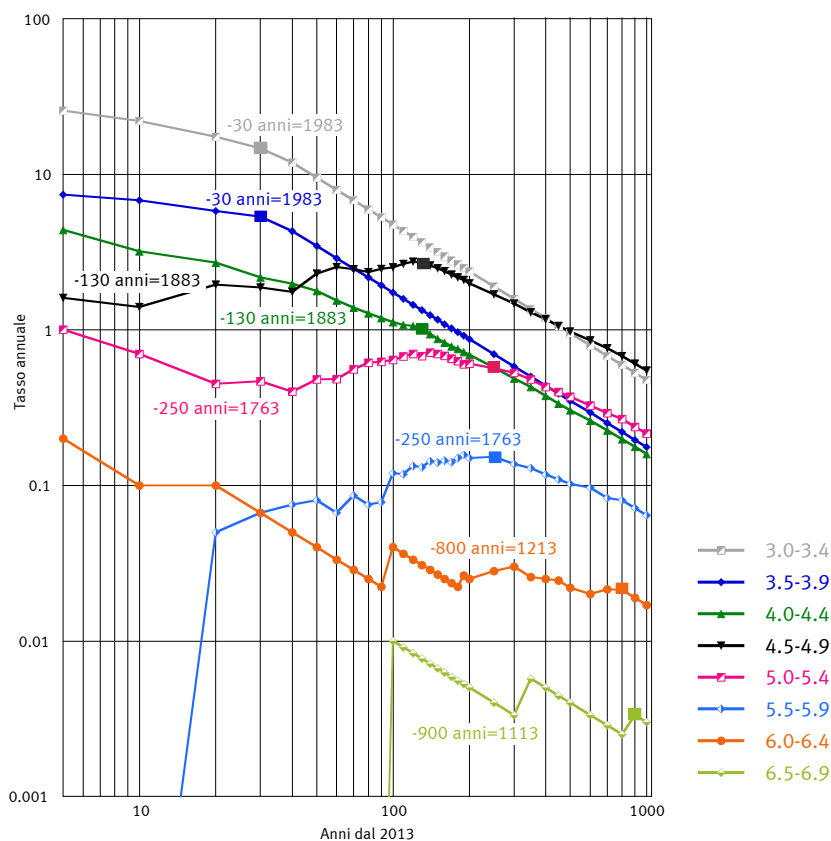


Figura 4.1 grafico di Stepp (1972) utilizzato per stimare i periodi di completezza delle varie classi di magnitudo presenti nel catalogo di terremoti.

4.1.1. Il catalogo dei terremoti

Per la valutazione della pericolosità sismica dell'Appennino settentrionale è stato assemblato un appropriato catalogo di terremoti utilizzando i dati contenuti nel catalogo storico CPTI11 (Rovida et al., 2011) e nei due cataloghi strumentali CSI (Castello et al., 2006), relativamente al periodo 1981-2001, e ISide (ISIDe gruppo di lavoro INGV, 2015), per il periodo 2002-2016. Considerando che il catalogo CPTI11 quantifica gli eventi in base alla magnitudo momento M_w e che le relazioni di attenuazione più recenti considerano pure M_w , per omogeneizzare il catalogo in termini di magnitudo, la magnitudo locale M_L presente nei cataloghi strumentali CSI e ISIDe è stata trasformata in M_w tramite la conversione proposta da Gasperini (2004) per i terremoti italiani e già utilizzata nella stesura della mappa di pericolosità MPS04 (Stucchi et al., 2011).

L'assemblaggio dei tre cataloghi ha determinato un insieme di dati di 16.764 eventi, alcuni dei quali presenti ripetutamente perché provenienti da diverse fonti (i tre cataloghi citati). Pertanto, è stato necessario procedere alla rimozione degli eventi multipli, dando priorità ai dati storici del catalogo CPTI11, rispetto a quelli strumentali. Tutti gli eventi duplicati sono stati dapprima rimossi automaticamente tramite un programma automatico specifico e, successivamente, gli eventi eliminati dall'algoritmo automatico sono stati valutati caso per caso sulla base di un giudizio esperto. È stato ottenuto così un catalogo di 16.504 terremoti di magnitudo M_w maggiore o uguale a 3,0 relativi alla regione geografica compresa tra le coordinate 41,41 N - 46,06 N e 8,30 E - 16,16 E avvenuti dall'anno 1005 al 2013.

Per alimentare un calcolo di pericolosità sismica di tipo probabilistico è indispensabile che il catalogo di terremoti contenga solamente eventi principali. L'operazione deputata a questo aspetto è definita *declustering* e mira a ripulire il catalogo da tutte le repliche (*aftershocks*); gli eventi dipendenti sono stati, dunque, eliminati utilizzando l'algoritmo proposto da Gardner e Knopoff (1974) per la sismicità della California. Si tratta di una procedura che utilizza la definizione di una finestra spazio-temporale variabile in funzione della magnitudo del terremoto principale e definisce repliche tutti gli eventi successivi alla scossa principale che cadono all'interno della finestra spazio-temporale.

Il catalogo finale ottenuto a seguito della eliminazione degli eventi dipendenti, da utilizzare per il calcolo della pericolosità sismica dell'Appennino settentrionale, contiene 6.493 terremoti principali con magnitudo M_w maggiore o uguale a 3,0, avvenuti dall'anno 1005 al 2013 nella regione già citata in precedenza. Gli eventi di questo catalogo sono stati associati alle diverse sorgenti sismiche, descritte precedentemente, tramite un'analisi spaziale in ambiente GIS.

Non sono state introdotte zone di *background* in quanto le sorgenti sismiche considerate coprono tutto il territorio studiato. È stata introdotta, invece, un'ulteriore ZS che raccoglie i terremoti in mare aperto (si veda la ZS n. 31 "Medio Adriatico" in Fig. 3.3 e in Tab. 3.1).

4.1.2. Tassi di sismicità e magnitudo massima

I parametri di sismicità utilizzati per la valutazione della pericolosità sismica dal codice CRISIS (Ordaz et al., 2012) sono i valori a e b della relazione non troncata GR e la magnitudo massima M_{max} .

I tassi di sismicità individuali sono stati calcolati seguendo il metodo "*higher not highest*" (HNH) già applicato per le mappe di pericolosità sismica del territorio italiano (Slejko et al., 1998; Albarello et al., 2000) e tiene conto della completezza del catalogo dei terremoti, considerando pure possibili fluttuazioni nel tempo della sismicità. È stato applicato il metodo della massima verosimiglianza (MV), secondo la formulazione proposta da Weichert (1980), per la valutazione dei valori a e b della relazione GR integrato con il metodo dei minimi quadrati (MQ), ma soltanto quale controllo delle stime MV. Il metodo

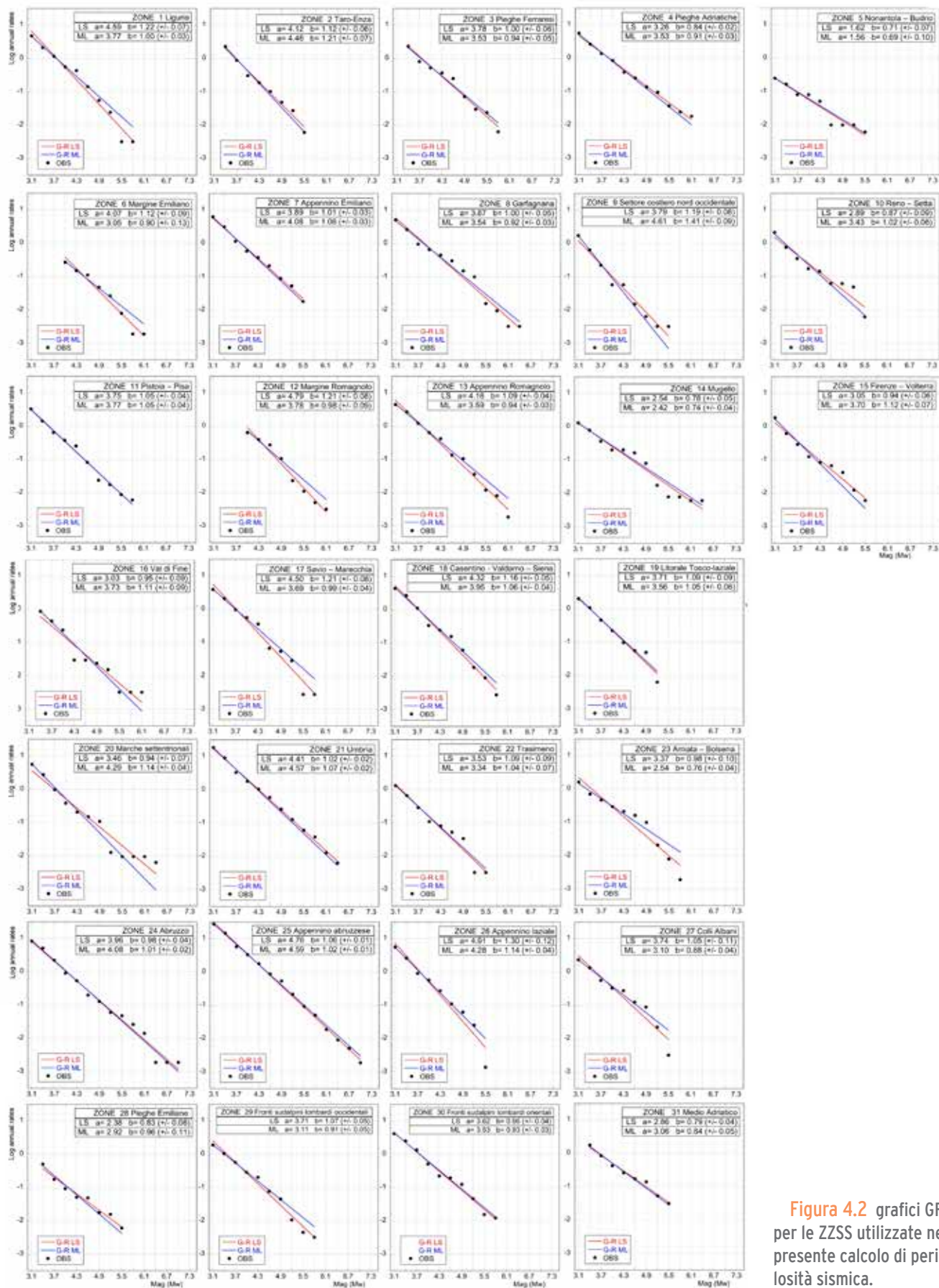


Figura 4.2 grafici GR per le ZZSS utilizzate nel presente calcolo di pericolosità sismica.

MQ, infatti, sebbene non formalmente corretto, talvolta produce interpolazioni che rappresentano meglio i tassi relativi alle alte magnitudo. Sono stati considerati valori diversi di magnitudo minima (M_{\min}) per le varie ZZSS nell'analisi di regressione. Si può vedere nei grafici di Fig. 4.2 che la stima MV rappresenta bene i tassi osservati per tutte le ZZSS ed è molto simile alla stima fornita dal metodo MQ. Solo in alcuni casi (ZZSS 5, 16, 17 e 20) i tassi di sismicità sembrano non seguire una tendenza lineare.

La magnitudo massima M_{\max} è stata stimata in base all'approccio statistico di Kijko e Graham (1998; K&G) e si basa sul contenuto del catalogo dei terremoti. Questa procedura può essere applicata quando viene assunta a priori una forma funzionale per la distribuzione per i tassi di sismicità delle sorgenti sismiche, ma anche nel caso estremo quando non è disponibile alcuna informazione sulla natura della distribuzione della magnitudo. L'approccio K&G richiede come dati di input per ogni sorgente la magnitudo massima osservata, il valore di M_{\min} considerato completo nel catalogo, l'errore medio nelle stime di magnitudo (arbitrariamente fissato nel nostro caso a 0,2), il valore b della relazione GR e la sua deviazione standard, il tasso annuo (cioè il numero di terremoti con magnitudo maggiore o uguale a M_{\min}) e la durata del catalogo considerata completa (variabile in base al valore di M_{\min} considerato). I valori calcolati di M_{\max} per le varie ZZSS sono riportati in Tab. 3.1, dove è possibile vedere che è stato possibile calcolare una M_{\max} diversa dalla massima magnitudo osservata per quasi tutte le ZZSS.

4.1.3. L'attenuazione dello scuotimento

Dopo il lavoro iniziale di Cauzzi e Faccioli (2008) gli stessi autori, con alcuni co-autori, hanno sviluppato una serie di relazioni di attenuazione basate su dati accelerometrici globali ben controllati (Fig. 4.3). Si può vedere che nelle relazioni di Faccioli et al. (2010) e Cauzzi et al. (2014) un termine di saturazione della distanza dipendente dalla magnitudo modella l'attenuazione nel campo vicino. L'ultima versione di questo modello di attenuazione (Cauzzi et al. 2014, CAU in seguito) è stata selezionata per modellare l'attenuazione, perché, sulla base dei dati utilizzati, è da considerarsi robusta ed è definita per l'applicazione in differenti ambienti tettonici. Inoltre, fornisce una formulazione per la distanza di rottura di faglia che, insieme alla distanza ipocentrale, sembrano le metriche opportune per un corretto calcolo dell'attenuazione, specialmente nel caso di sorgenti con profondità variabili (piani inclinati), come nel presente studio.

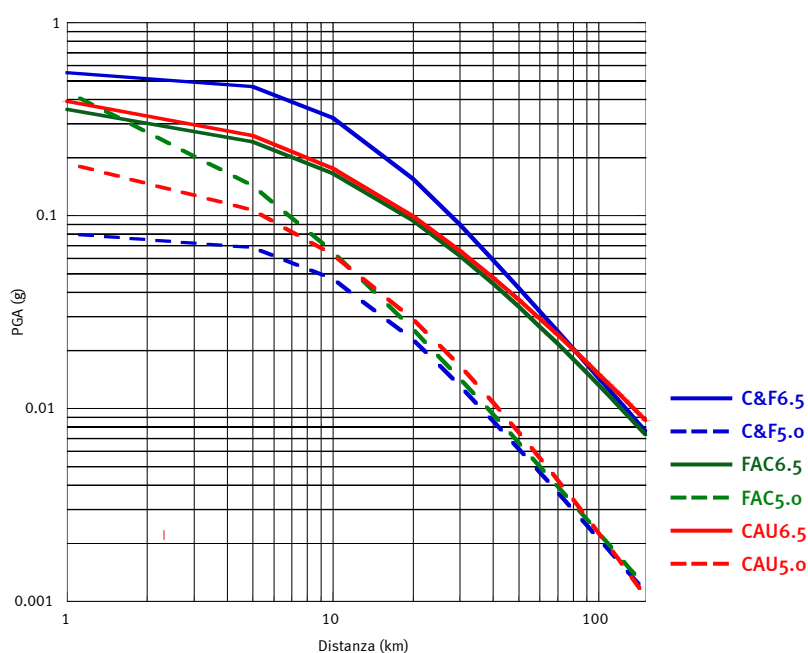


Figura 4.3 curve di attenuazione di PGA per magnitudo 6,5 e 5,0 secondo i modelli di Cauzzi e Faccioli (2008: C&F), Faccioli et al. (2010: FAC) e Cauzzi et al. (2014: CAU).

4.2. Calcolo dello scuotimento atteso

Il programma CRISIS 2012 (Ordaz et al. 2012) è stato scelto per il calcolo della stima del moto del suolo in termini di mappe di pericolosità e spettri di risposta a pericolosità uniforme per le principali città dell'area di studio, proprio per la sua capacità di gestire agevolmente piani inclinati.

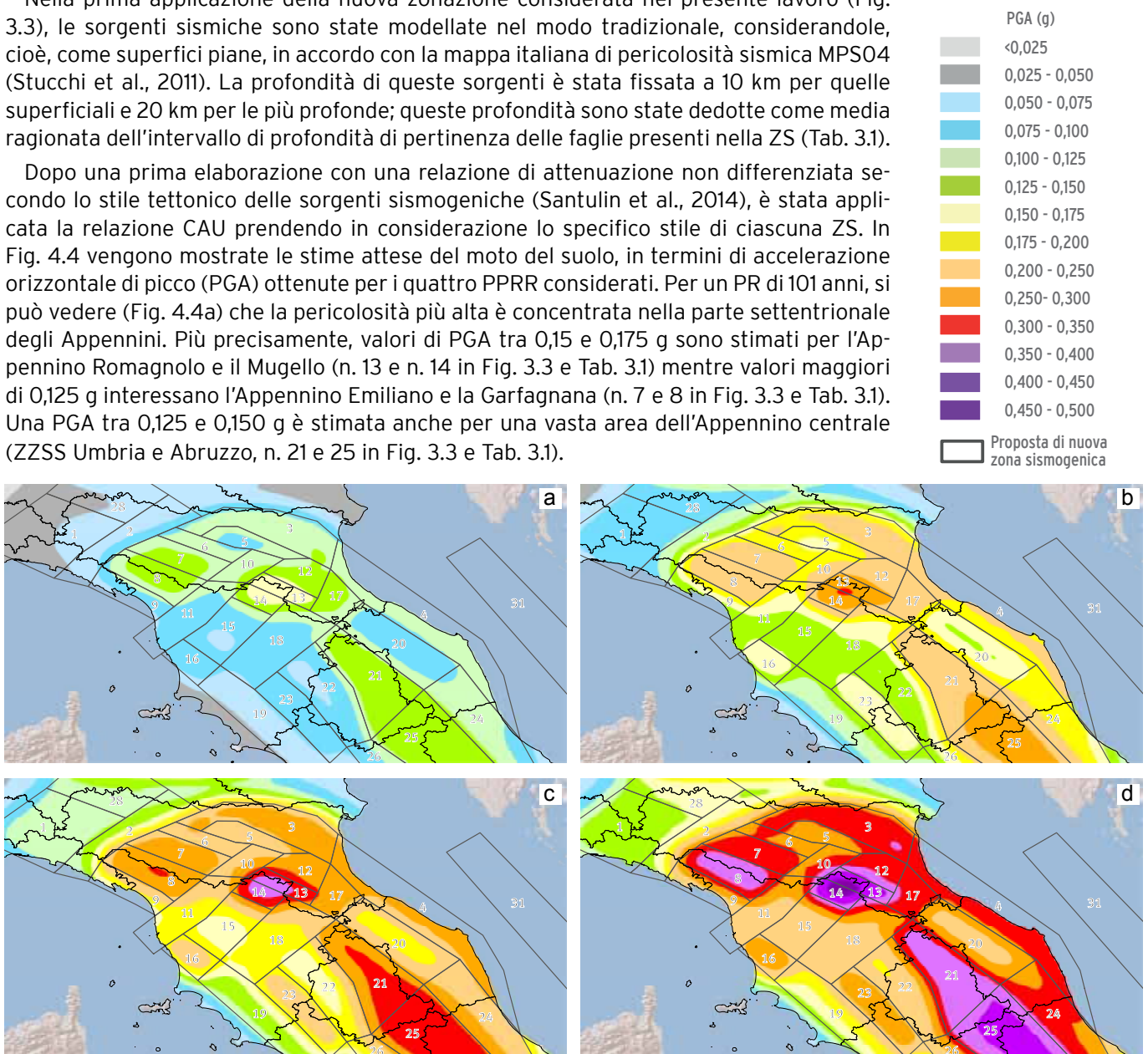
Sono stati considerati come periodo di ritorno (PR) lo standard di riferimento per la normale progettazione di edifici secondo sia il codice europeo (CEN, 2002) che la normativa tecnica italiana (NTC, 2008), cioè 475 anni, corrispondente alla probabilità di superamento del 10% in 50 anni per un determinato valore di scuotimento. Inoltre, sono stati presi in considerazione i tre ulteriori PPRR di 101, 950 e 1950 anni, corrispondenti a tre requisiti della normativa italiana (NTC, 2008) rispettivamente per i limiti di danno, sopravvivenza umana e collasso. Tutte le mappe qui presentate si riferiscono ad un terreno di tipo roccioso.

4.2.1. Pericolosità sismica con sorgenti piane

Nella prima applicazione della nuova zonazione considerata nel presente lavoro (Fig. 3.3), le sorgenti sismiche sono state modellate nel modo tradizionale, considerandole, cioè, come superfici piane, in accordo con la mappa italiana di pericolosità sismica MPSO4 (Stucchi et al., 2011). La profondità di queste sorgenti è stata fissata a 10 km per quelle superficiali e 20 km per le più profonde; queste profondità sono state dedotte come media ragionata dell'intervallo di profondità di pertinenza delle faglie presenti nella ZS (Tab. 3.1).

Dopo una prima elaborazione con una relazione di attenuazione non differenziata secondo lo stile tettonico delle sorgenti sismogeniche (Santulin et al., 2014), è stata applicata la relazione CAU prendendo in considerazione lo specifico stile di ciascuna ZS. In Fig. 4.4 vengono mostrate le stime attese del moto del suolo, in termini di accelerazione orizzontale di picco (PGA) ottenute per i quattro PPRR considerati. Per un PR di 101 anni, si può vedere (Fig. 4.4a) che la pericolosità più alta è concentrata nella parte settentrionale degli Appennini. Più precisamente, valori di PGA tra 0,15 e 0,175 g sono stimati per l'Appennino Romagnolo e il Mugello (n. 13 e n. 14 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1) mentre valori maggiori di 0,125 g interessano l'Appennino Emiliano e la Garfagnana (n. 7 e 8 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1). Una PGA tra 0,125 e 0,150 g è stimata anche per una vasta area dell'Appennino centrale (ZZSS Umbria e Abruzzo, n. 21 e 25 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1).

Figura 4.4 PGA calcolata con la nuova zonazione sismogenica con sorgenti modellate come piani superficiali e orizzontali: a) per un PR di 101 anni; b) per un PR di 475 anni; c) per un PR di 950 anni; d) per un PR di 1950 anni.



Caratteristiche simili sono state evidenziate anche nelle altre mappe (Figg. 4.4b, 4.4c e 4.4d), dove si nota un incremento di PGA all'aumentare del PR (particolarmente evidente per la ZS Abruzzo, n. 25 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1). È molto interessante notare la dimensione dell'area con il valore massimo di PGA attesa, che aumenta fino a coprire tutta la ZS Mugello quando viene considerato un PR maggiore o uguale a 475 anni. Un'ulteriore zona con valori piuttosto alti di PGA attesa (maggiori di 0,30 per un PR di 1950 anni, vedere Fig. 4.4d) corre lungo la costa adriatica (ZZSS Pieghe Ferraresi e Pieghe Adriatiche, n. 3 e 4 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1).

4.2.2. Pericolosità sismica con sorgenti inclinate

Sorgenti sismiche rappresentanti la reale geometria della faglia associata alla sua sismicità costituiscono il modello ideale per descrivere la sismogenesi di una regione. Tale modello non è sempre applicabile (o lo è solo in specifiche regioni) in quanto l'associazione dei terremoti con la geometria delle faglie rimane ancora molto problematica a causa sia delle incertezze nella localizzazione dei terremoti che della scarsa conoscenza in profondità della geometria delle faglie stesse.

Per ottenere un modello semplificato che rappresenti la corretta geometria 3D delle strutture tettoniche, sulla base dello studio geologico presentato precedentemente, sono stati definiti all'interno di ogni ZS alcuni piani inclinati (piani sismogenici, di seguito PPSS). Sebbene queste geometrie siano estremamente approssimate, perché semplificano con pochi elementi inclinati la totalità delle faglie presenti all'interno della ZS, questo modello riproduce meglio lo stile tettonico rispetto a quello basato su semplici zone piane.

In un primo calcolo di pericolosità effettuato utilizzando questo modello 3D semplificato (Santulin et al., 2014), un solo PS è stato considerato all'interno di ciascuna ZS, e le aree caratterizzate da attività trascorrente sono state modellate con un unico piano verticale di larghezza molto limitata (3 km). Questo modello ha mostrato seri limiti poiché alcuni PS raggiungono profondità irrealistiche, in quanto assumendo un'unica inclinazione prevalente per la ZS si doveva estendere il PS in profondità finché la sua proiezione in superficie fosse uguale all'area della ZS.

Per ovviare a questa incongruenza geometrica, nella presente elaborazione sono stati definiti all'interno di ogni ZS una serie di PPSS sulla base della descrizione geometrica completa della zona stessa (Fig. 4.5) ed è stato ottenuto, in tal modo, uno scenario tettonico più realistico (Tab. 3.1). Così facendo, la proiezione superficiale dei PPSS, disegnati in accordo con la descrizione tettonica generale, generalmente copre l'intera ampiezza della

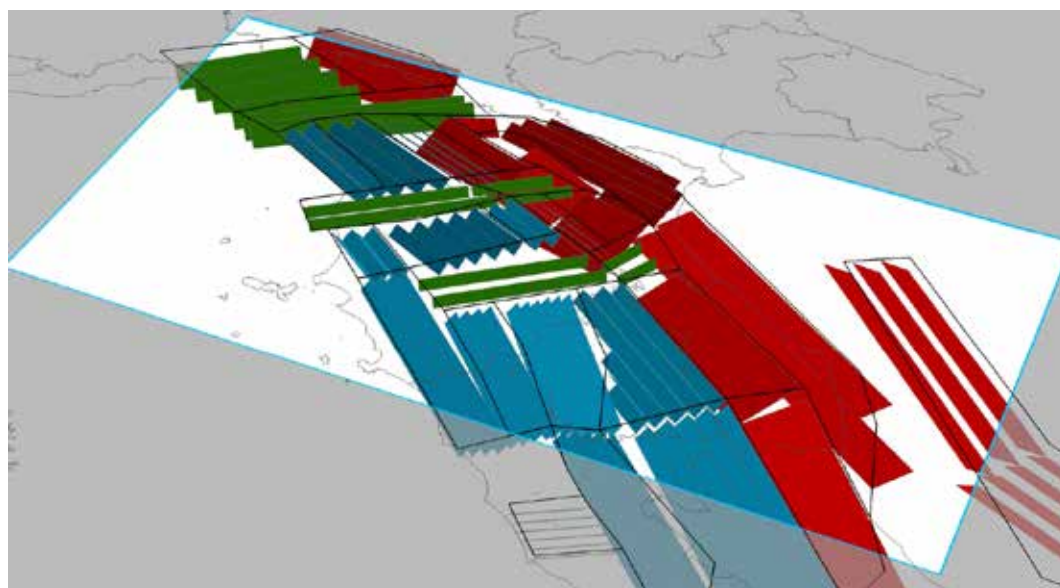


Figura 4.5 modello sismogenico 3D dell'Appennino settentrionale; le sorgenti sismogeniche sono modellate come piani inclinati (piani sismogenici, PPSS).

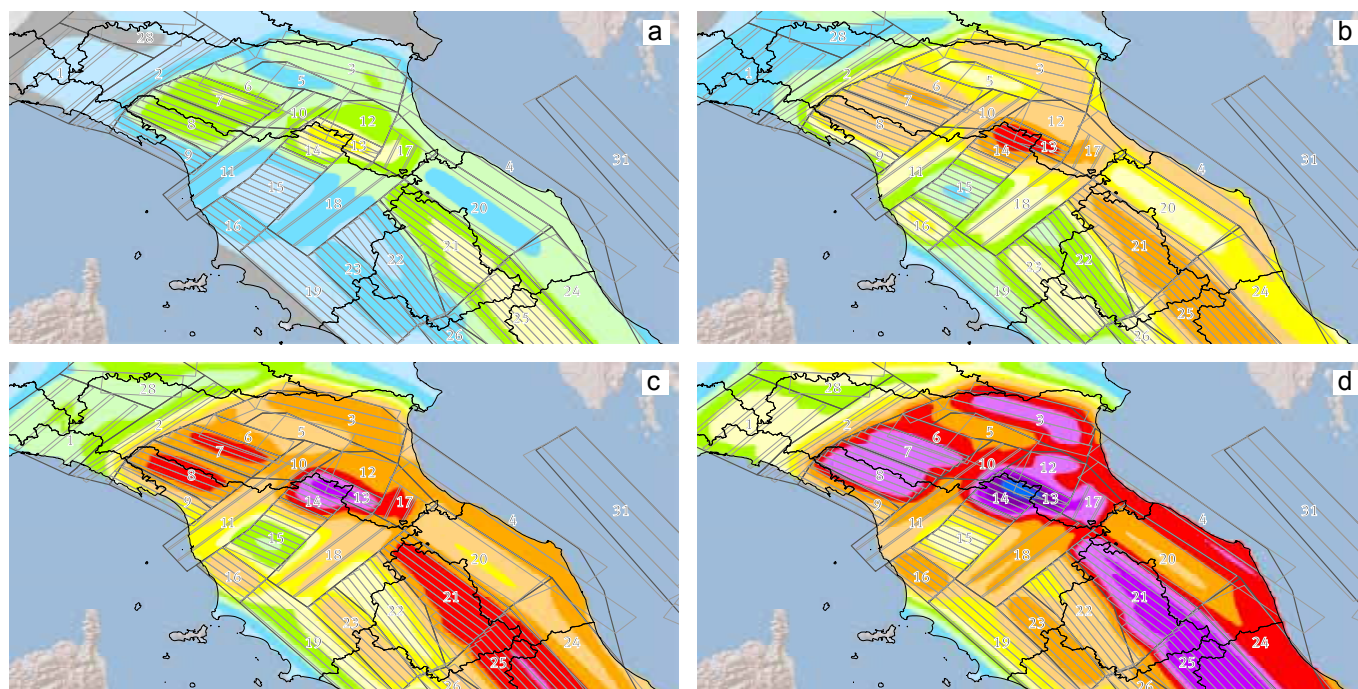
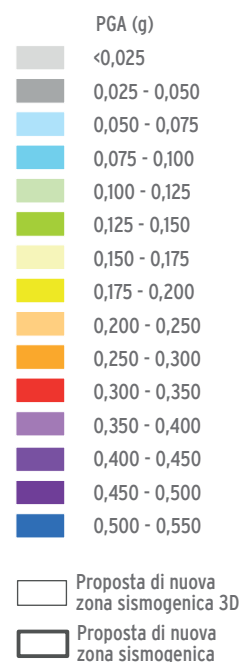
ZS. Ovviamente anche questo modello è una semplificazione di una realtà molto più complessa, ma cerca di riprodurre l'andamento tettonico generale dell'area sulla base di uno studio geologico dettagliato. Nel caso in cui siano presenti più di uno stile tettonico nella stessa ZS, con conseguente introduzione di più PPSS, la caratterizzazione geologica della ZS stessa (Tab. 3.1) determina anche la percentuale di terremoti da attribuire a ciascun PS sulla base del modello GR di sismicità.

Le nuove mappe di pericolosità sismica (Fig. 4.6) sono state calcolate tenendo conto di tutte le caratteristiche tettoniche individuate dalla nuova zonazione sismogenica (cap. 3) e, come già detto, ogni ZS viene modellata da una serie di PPSS, ciascuno dei quali è definito da una geometria 3D associata ad uno specifico stile tettonico. Ad ogni PS rimane associata la relazione di attenuazione di CAU propria dello stile tettonico del PS. Anche in questo caso, il valore di PGA è stato calcolato per i quattro PPRR precedentemente citati: 101, 475, 950, e 1950 anni.

La Fig. 4.6 mostra l'influenza della geometria profonda dei PPSS e quella del loro stile tettonico: per un PR di 101 anni (Fig. 4.6a) si ottengono le stime massime di PGA lungo il margine settentrionale dell'Appennino, con valori compresi tra 0,175 e 0,20 g, anche in questo caso nella ZS Appennino Romagnolo (n. 13 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1). Verso NW, nella ZS Appennino Emiliano e a SE nella ZS Savio-Marecchia (n. 7 e n. 17, rispettivamente in Fig. 3.3 e Tab. 3.1) si notano valori piuttosto alti di PGA, compresi tra 0,15 e 0,175 g. Inoltre, le aree adiacenti a quelle con elevata PGA (Garfagnana, Margine Romagnolo e Pieghe Ferraresi, n. 8, 12 e 3, rispettivamente, in Fig. 3.3 e Tab. 3.1) e quelle dell'Appennino centrale più a sud (ZZSS Umbria e Appennino Abruzzese, n. 21 e 25, rispettivamente, in Fig. 3.3 e Tab. 3.1), sono caratterizzate da valori di accelerazione compresi tra 0,150 e 0,175 g. È interessante evidenziare la bassa pericolosità stimata per la ZS Marche (n. 20 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1) e i valori minimi trovati nelle ZZSS Firenze-Volterra, Litorale tosco-laziale e Trasimeno (n. 15, 19 e 22, rispettivamente, in Fig. 3.3 e Tab. 3.1).

La similitudine delle mappe riferite a diversi PPRR non è sorprendente, in quanto l'applicazione di un valore costante per il parametro b della relazione GR implica una proporzionalità nel calcolo della pericolosità sismica. Considerando un PR più lungo, p. es. di 1950 anni (Fig. 4.4d), è interessante notare che il forte scuotimento (PGA maggiore di 0,300 g) è previsto anche nelle ZZSS Pieghe Ferraresi e Pieghe Adriatiche (n. 3 e 4, rispettivamente,

Figura 4.6 PGA calcolata con la nuova zonazione sismogenica con sorgenti modellate come piani inclinati (PPSS): a) per un PR di 101 anni; b) per un PR di 475 anni; c) per un PR di 950 anni; d) per un PR di 1950 anni.



in Fig. 3.3 e Tab. 3.1), cosa che non era stata evidenziata dalle elaborazioni precedenti.

Il confronto tra i risultati ottenuti considerando la classica zonazione a piani orizzontali (Fig. 4.4) e quelli ottenuti tramite i PS inclinati (Fig. 4.6) mostra che le aree a maggior scuotimento atteso rimangono le stesse, ma i PS inclinati determinano uno scuotimento maggiore e più localizzato. Infatti, l'uso dei PPSS, anche numerosi in qualche ZS (ad esempio la ZS n. 21), produce una definizione più dettagliata della stima del moto del suolo e, di conseguenza, una serie di aree di dimensione limitata caratterizzate da elevata PGA.

Per alcuni siti specifici, sono stati calcolati gli spettri di risposta a pericolosità uniforme per i PPRR di 475 e 1950 anni. I siti selezionati (Fig. 4.7) sono rappresentati dalle città più importanti presenti nell'area di studio (Ancona, Bologna, Firenze, Genova, L'Aquila, e Perugia) e, in aggiunta, è stata inserita anche la città di Mirandola, in quanto maggiore centro abitato coinvolto nella sequenza sismica del 2012. La forma dello spettro è fortemente condizionata dalla relazione di attenuazione utilizzata nel calcolo di pericolosità: nel caso della relazione CAU, lo spettro è caratterizzato da un accentuato e stretto picco di massima accelerazione intorno al periodo di 0,1 s.

Considerando i due PPRR (475 e 1950, Fig. 4.8), la maggior pericolosità è stata ottenuta, in entrambe le elaborazioni, per il sito de L'Aquila, mentre a Genova lo scuotimento atteso è risultato il più basso. Al contrario, altri siti mostrano un comportamento diverso nei due PPRR, con Mirandola che accentua l'alta pericolosità nell'intervallo di periodi 0-0,2 s e Perugia che invece evidenzia un aumento della pericolosità per periodi superiori a 0,2 s, all'aumentare del valore di PR (Figg. 4.8a e 4.8b). Queste peculiarità sono causate dalla diversa sismicità dei siti: a Mirandola sono maggiormente presenti i terremoti locali di bassa magnitudo, mentre Perugia è all'interno di una vasta zona sismica che esprime

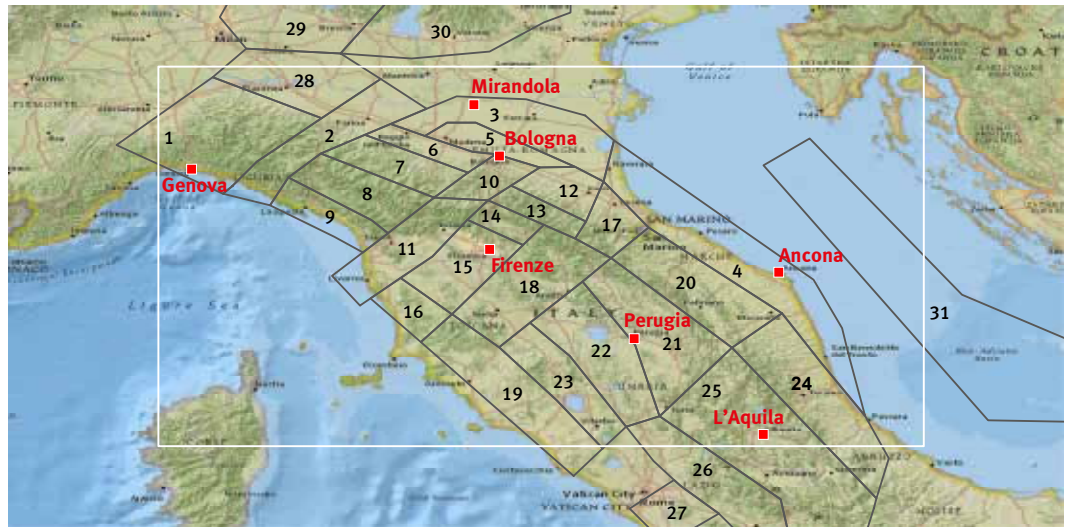
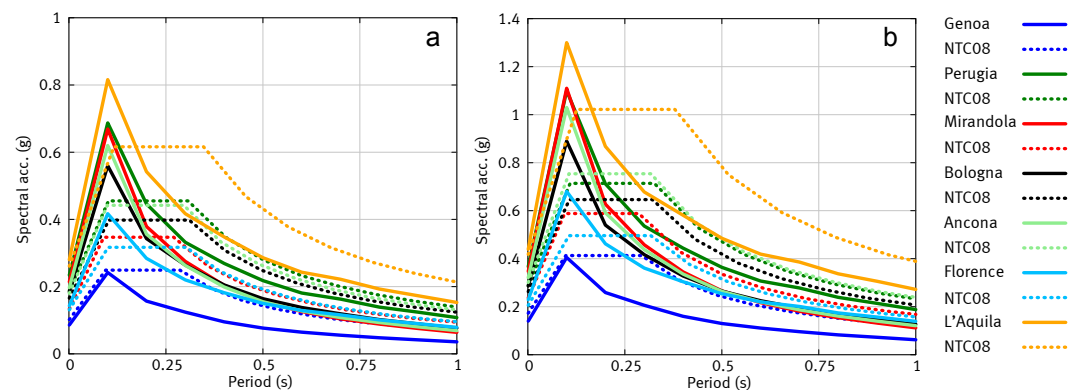


Figura 4.7 ubicazione delle città per le quali sono stati calcolati gli spettri di risposta a pericolosità costante.

Figura 4.8 spettri di risposta a pericolosità uniforme e spettro di progetto secondo le norme tecniche nazionali (NTC, 2008) per le principali città dell'area di studio: a) per un periodo di ritorno di 475 anni; b) per un periodo di ritorno di 1950 anni.



terremoti forti ed è prossima ad altre ZZSS con elevata magnitudo.

Confrontando gli spettri della nostra elaborazione con gli spettri di progettazione del codice sismico italiano (NTC, 2008), si può constatare che solo nel caso di Genova i nostri spettri rimangono all'interno degli spettri di progettazione per PR 475 e 1950 e che lo spettro di risposta di Firenze supera lo spettro di progetto solo marginalmente a 0,1 s, soprattutto per il PR di 475 anni. In tutti gli altri casi, l'alto picco a 0,1 s dello spettro di risposta calcolato nel presente studio supera l'accelerazione prevista dal codice sismico. Nel caso di Mirandola, in particolare, il picco dello spettro di risposta è quasi il doppio per entrambi i PPRR (Figg. 4.8a e 4.8b). Oltre al picco a 0,1 s, per tutti gli altri periodi, gli spettri di risposta calcolati sono ben al di sotto di quelli del codice sismico italiano (NTC, 2008). Vale la pena notare che l'elevata accelerazione a 0,1 s è una peculiarità del modello di attenuazione considerato nella presente elaborazione (Cauzzi e Faccioli, 2008; Faccioli et al., 2010; Cauzzi et al., 2014).

5. CONFRONTO CON CALCOLI DI PERICOLOSITÀ PRECEDENTI

La zonazione sismogenica qui presentata risulta abbastanza innovativa, specialmente a causa dell'introduzione di piani inclinati a simulare le sorgenti sismiche accoppiata con un modello di attenuazione che considera la distanza dalla rottura di faglia. Ma qual è la differenza effettiva in termini di scuotimento atteso del terreno se si confrontano questi nuovi risultati con quelli delle mappe standard che considerano sorgenti piane? La risposta preliminare è data semplicemente dal confronto tra le nostre stime presentate nelle mappe di Figg. 4.4 e 4.6, già ampiamente descritte, che può essere sintetizzato nei maggiori dettagli visibili nei risultati ottenuti considerando sorgenti inclinate.

Per approfondire questo aspetto, abbiamo fatto un confronto con i valori della mappa di pericolosità sismica italiana MPS04 (Gruppo di Lavoro MPS, 2004; Stucchi et al., 2011), basati sulla più recente zonazione sismogenica nazionale ZS9 (Meletti et al., 2008), che rappresenta il riferimento ufficiale per il calcolo dell'azione sismica secondo le vigenti norme tecniche delle costruzioni, per un PR di 475 anni.

Un confronto rigoroso sull'influenza della geometria della zonazione è possibile solo in termini di sorgenti piane, con cinematica delle faglie differenziate, considerando lo stesso catalogo di terremoti e lo stesso modello di attenuazione. La mappa di scuotimento atteso per un PR di 475 anni, calcolata con la nuova zonazione sismogenica (Martelli et al. 2014), risulta molto più articolata (Fig. 4.4b) rispetto a quella della mappa MPS04 (Fig. 5.1a) perché con ZZSS più piccole (legate anche alla presenza di nuove zone trasversali con andamento SW-NE, non presenti nella zonazione ZS9, che interrompono l'andamento appenninico, NW-SE) si ottengono delle concentrazioni di scuotimento in aree limitate. Nella mappa MPS04 (Fig. 5.1a), la maggior pericolosità si concentra nell'Appennino centrale (corrispondente all'incirca alla ZS Appennino Abruzzese della nuova zonazione, n. 25 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1), mentre nella nuova mappa (Fig. 4.4b) la maggior pericolosità risulta, invece, concentrata nell'Appennino settentrionale (ZS Appennino Romagnolo, n. 13 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1), con valori simili di PGA.

Queste differenze sono chiaramente mostrate nella Fig. 5.2, dove vengono considerati i risultati ottenuti sia con sorgenti piane che con sorgenti inclinate. Nel caso di sorgenti piane (confronto tra tipi simili di sorgenti, Fig. 5.2a), la nuova mappa mostra una PGA leggermente inferiore rispetto a quella della mappa MPS04 solo nella ZS Taro - Enza (n. 2 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1). Al contrario, si prevede uno scuotimento più elevato in quasi tutte le ZZSS dove sono stati riscontrati i valori più elevati nella nuova mappa, vale a dire nelle ZZSS Pieghe Ferraresi, Appennino Emiliano, Appennino Romagnolo, Mugello e, per una

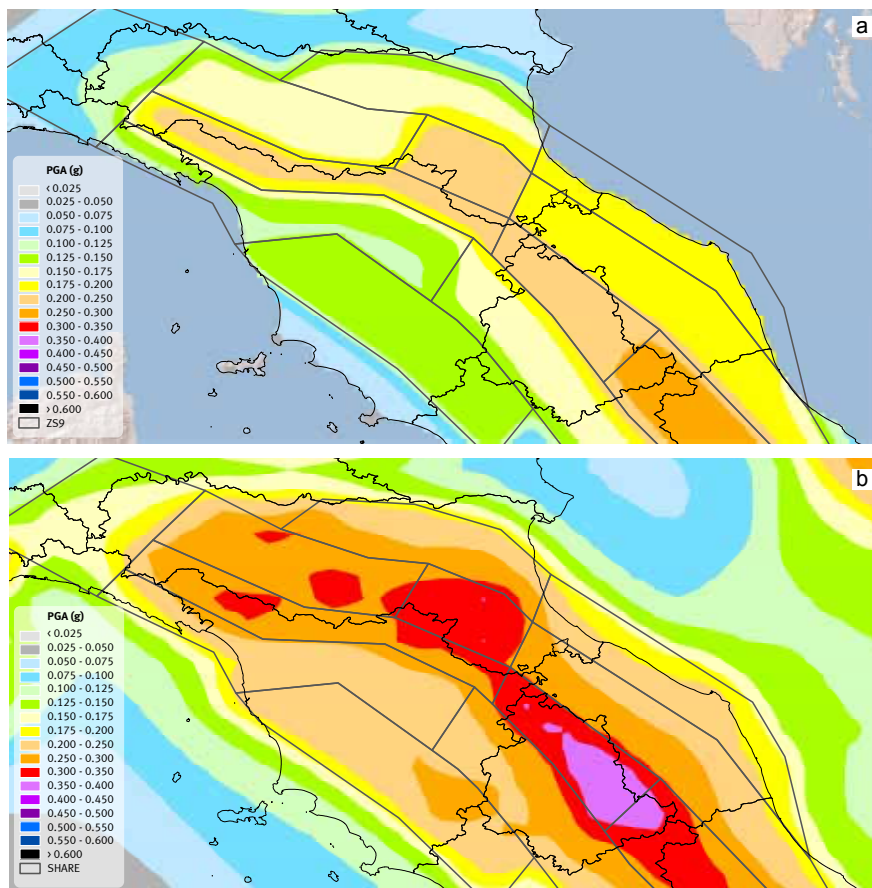


Figura 5.1 PGA per un PR di 475 anni: a) mappa MPS04; b) secondo la mappa del progetto SHARE.

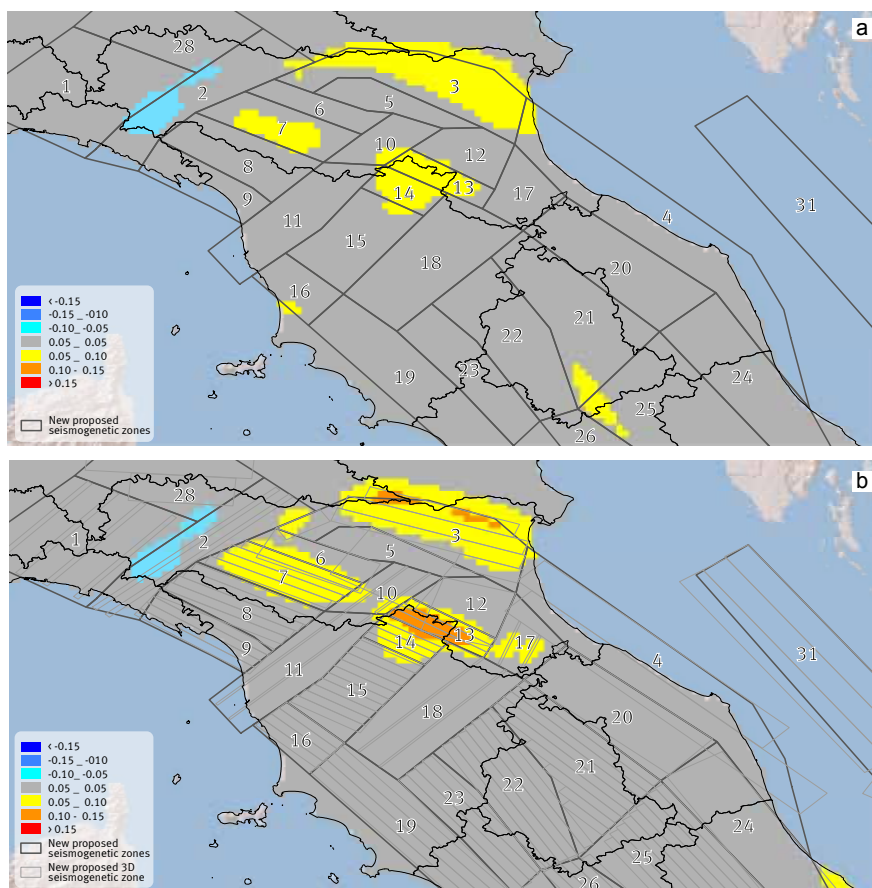


Figura 5.2 confronto, in termini di differenza, fra le stime di PGA calcolate nel presente lavoro e quelle della mappa MPS04. Per il presente lavoro viene considerato: a) modello con sorgenti piane; b) modello con sorgenti inclinate.

porzione limitata, Umbria e Abruzzo (n. 3, 7, 13, 14, 21 e 25, rispettivamente, in Fig. 3.3 e Tab. 3.1). Un risultato piuttosto simile, ma con un impatto enfatizzato relativamente alle ZZSS Pieghe Ferraresi e Appennino Romagnolo (n. 3 e 13 in Fig. 3.3 e Tab. 3.1), si ottiene anche quando si considerano sorgenti inclinate (Fig. 5.2b).

Un ulteriore confronto è stato eseguito con la mappa europea di pericolosità sismica sviluppata nell'ambito del progetto SHARE (Giardini et al., 2013) che utilizza un albero logico molto articolato, considerando vari parametri, tra i quali diverse zonazioni e varie relazioni di attenuazione. La mappa risultante (Fig. 5.1b) mostra una vasta area che copre gran parte della regione Emilia-Romagna con una stima di PGA, compresa tra 0,2 e 0,3 g. Le differenze tra la nuova mappa qui presentata (Fig. 4.4b) e quella del progetto SHARE (Fig. 5.1b) sono riscontrabili in diversi settori dell'area di studio, e le aree con i valori più alti di PGA divergono leggermente. In generale, possiamo dire che lo scuotimento previsto per un PR di 475 anni si differenzia in media di 0,1 g. Vale la pena notare che nella mappa di SHARE la pericolosità più alta si riferisce all'Appennino centrale, mentre la nuova mappa qui presentata prevede che i maggiori scuotimenti si verifichino nell'Appennino settentrionale.

La mappa con i risultati finali di questo studio, cioè la mappa che assimila le sorgenti sismiche a piani inclinati (Fig. 4.6b), mostra una pericolosità leggermente superiore a quella ottenuta modellando le sorgenti con piani orizzontali (Fig. 4.4b), come già notato e spiegato. La mappa con il modello sismogenico 3D mostra valori di PGA che sono relativamente vicini a quelli della mappa MPS04 (Fig. 5.1a).

6. CONCLUSIONI

L'applicazione nelle stime di pericolosità sismica della nuova zonazione sismogenica 3D proposta per l'Appennino settentrionale rappresenta, a nostro avviso, un passo in avanti nella modellazione delle sorgenti sismogeniche. Le sorgenti inclinate adottate, e definiti come PPSS, sono più dettagliate rispetto alle comuni superfici orizzontali (ZZSS), ma più approssimative rispetto alle singole faglie. Inoltre, essi superano il dilemma per quanto riguarda l'applicabilità del modello di terremoto caratteristico per il contesto tettonico italiano, in quanto il modello di sismicità GR risulta più appropriato a caratterizzare, all'interno di ogni sorgente, la presenza di diverse faglie anche con diversa cinematica.

Le principali novità della nuova zonazione proposta consistono:

- nella suddivisione di alcune zone della zonazione ZS9 molto ampie [ad esempio ZZSS 912, 915, 916, 921 di Meletti et al. (2008)], che a nostro parere includono strutture sismogeniche con differente geometria e diversi meccanismi di rottura;
- nell'introduzione di nuove ZZSS, comprendenti aree finora non considerate sismogeniche, come ad esempio alcune aree della Pianura Padana centrale e della costa tirrenica,
- nell'introduzione di ZZSS trasversali all'asse della catena, motivate dalla presenza di strutture quaternarie orientate circa NE-SW, con componente trascorrente, che deformano le strutture appenniniche.

Le nuove mappe dell'Appennino settentrionale (Fig. 4.6) mostrano l'alto livello di pericolosità lungo la catena appenninica, dove lo scuotimento più elevato rimane localizzato nelle ZZSS Appennino Romagnolo e in parte del Mugello (n. 13 e 14 in Fig. 3.3 e la Tab. 3.1). In queste zone sono previsti valori di PGA superiori a 0,30 g per un PR di 475 anni. In misura minore, risultano pericolose le ZZSS Appennino Emiliano, Mugello (parte rimanente), Savio-Marecchia, Umbria e Abruzzo (n. 7, 14, 17, 21, 25, rispettivamente, in Fig. 3.3 e Tab. 3.1). Gli spettri di risposta calcolati per le città principali della regione studiata evidenziano che lo scuotimento previsto è elevato a L'Aquila mentre risulta basso a Genova e Firenze (Fig. 4.8).

BIBLIOGRAFIA

- Amato A., Cimini G.B. (2001): *Deep structure from seismic tomography*. In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, pp. 33-45.
- Barberi F., Scandone P. (Eds.) (1983): *Structural model of Italy, scale 1:500,000*. Prog. Fin. Geodinamica, CNR, Roma.
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E. (2008): *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*. *Tectonophysics*, 453, 20-43.
- Benedetti L.C., Tapponnier P., Gaudemer Y., Manighetti I., Van der Woerd J. (2003): *Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the edge of the Po Plain: the Broni-Stradella fault*. *J. Geoph. Res.* 108, 2238. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001546>.
- Boccaletti M., Guazzone G. (1972): *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali di retro-arco*. *Mem. Soc. Geol. It.* 11, 201-216.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P., Vannucci G. (2004): *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*. Con note illustrative. Regione Emilia-Romagna-SGSS, CNR-IGG. SELCA, Firenze.
- Boccaletti M., Calamita F., Viandante M.G. (2005): *La Neo-Catena litosferica appenninica nata a partire dal Pliocene inferiore come espressione della convergenza Africa-Europa*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 124, 87-105.
- Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzarotto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G., Postpischl D. (1985): *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. *Tectonophysics*, 117, 7-38.
- Boccaletti M., Corti G., Martelli L. (2011): *Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy)*. *Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau)*, doi: 10.1007/s00531-010-0545-y.
- Boccaletti, M., Elter, P., Guazzone, G. (1971): *Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. *Nature Physics Science* 234,108-111.
- Bonini M. (1999): *Basement-controlled Neogene polyphase cover thrusting and basin development along the Chianti Mountains ridge (Northern Apennines, Italy)*. *Geol. Mag.*, 136, 133-152.
- Bonini M. (2013): *Fluid seepage variability across the external Northern Apennines (Italy): Structural controls with seismotectonic and geodynamic implications*. *Tectonophysics* 590, 151-174; <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.020>.
- Bonini M., Sani F., Stucchi E. M., Moratti G., Benvenuti M., Menanno G., Tanini C. (2014): *Late Miocene shortening of the Northern Apennines back-arc*. *J. Geodyn.*, 74, 1- 31.
- Broggi A., Liotta D. (2008): *Highly extended terrains, lateral segmentation of the substratum, and basin development: the middle-late Miocene Radicondoli Basin (inner northern Apennines, Italy)*. *Tectonics* 27, TC5002, <http://dx.doi.org/10.1029/2007TC002188>.
- Carminati E., Lustrino M., Doglioni C. (2012): *Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints*. *Tectonophysics*, 579, 173-192.
- Cassinis R., Scarascia S., Lozej A. (2005): *Review of seismic wide-angle reflection-refraction (WARR) results in the Italian Region (1956-1987). Chapter 2 -Lithospheric tectono-stratigraphic setting of the Ligurian Sea - Northern Apennines - Adriatic Foreland from Integrated CROP Seismic Data*. In: Finetti, I. (Ed.), *CROP Project - Deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy*, *Atlases in Geoscience 1*. Elsevier B.V., ISBN 0-444-50693-4, pp. 31-55.
- Castellarin A., Eva C., Giglia G., Vai G.B. (1985): *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. *Giorn. Geol.* 47, 47-75.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A. (2006): *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. INGV-CNT, Roma, <<http://csi.rm.ingv.it>>.
- Cauzzi C., Faccioli E. (2008): *Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records*. *J. Seismol.*, 12, 453-475.
- Cauzzi C., Faccioli E., Vanini M., Bianchini A. (2014): *Updated predictive equations for broadband*

- (0.01-10 s) horizontal response spectra and peak ground motions, based on a global dataset of digital acceleration records. *Bull Earthq Eng.* doi:10.1007/s10518-014-9685-y.
- Chiarabba C., De Gori P., Mele M. (2015): *Recent seismicity of Italy: Active tectonics of the central Mediterranean region and seismicity rate changes after the Mw 6.3 L'Aquila earthquake.* *Tectonophysics* 638, 82-93 <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.016>.
- Chiarabba C., Amato A., Anselmi M., Baccheschi P., Bianchi I., Cattaneo M., Cecere G., Chiaraluca L., Ciaccio M.G., De Gori P., De Luca G., Di Bona M., Di Stefano R., Faenza L., Govoni A., Improta L., Lucente F.P., Marchetti A., Margheriti L., Mele F., Michelini A., Monachesi G., Moretti M., Pastori M., Piana Agostinetti N., Piccinini D., Roselli P., Seccia D., Valoroso L. (2009): *The 2009 L'Aquila (central Italy) MW6.3 earthquake: Main shock and aftershocks.* *Geoph. Res. Letters*, 36, L18308, doi:10.1029/2009GL039627.
- Chiarabba C., Jovane L., Di Stefano R. (2005): *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings.* *Tectonophysics* 395, 251-268.
- Ciaccio M. G., Chiarabba C. (2002): *Tomographic models and seismotectonics of the Reggio Emilia region, Italy.* *Tectonophysics*, 344, 261- 276.
- Collettini C., Boncio P., Lavecchia G., Ponziani F., Federico C. (1997): *Sismicità "profonda" e geometria delle deformazioni intra-litosferiche in Italia centrale.* In: *Atti XVI Convegno GNGTS. AIT-CDRom, Rome.*
- Collettini C., Chiaraluca L., Pucci S., Barchi M.R., Cocco M. (2005): *Looking at fault reactivation matching structural geology and seismology.* *J. Struct. Geol.* 27, 937-942.
- Cornell C.A. (1968): *Engineering seismic risk analysis.* *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- D'Agostino N., Jackson J.A., Dramis F., Funicello R. (2001): *Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy).* *Geoph J. Intern.* 147,475-497.
- Della Vedova B., Bellani S., Pellis G., Squarci P. (2001): *Deep temperatures and surface heat flow distribution.* In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and the Adjacent Mediterranean Basins.* Kluwer AcademicPublisher, pp. 65-76.
- DGR 175/2014: *Approvazione di accordo di collaborazione istituzionale con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale e con il consorzio interuniversitario ReLUIS per la realizzazione di studi finalizzati all'aggiornamento delle mappe di pericolosità e vulnerabilità sismica del territorio regionale.* Deliberazione di Giunta della Regione Emilia-Romagna n. 175 del 17 febbraio 2014.
- Di Bucci D., Mazzoli S. (2002): *Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynamics: new data and a discussion.* *J. Geodyn.* 34, 687-707.
- DISS Working Group (2015): *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas.* <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, INGV; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0.
- Doglioni C. (1991): *A proposal for the kinematic modeling of W-dipping subduction - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system.* *Terra Nova* 3, 423-434.
- Doglioni C., Gueguen E., Harabaglia P., Mongelli F. (1999): *On the origin of west directed subduction zones and applications to the western Mediterranean.* In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen.* Special Publications, 156. *Geol. Soc., London*, pp. 541-561.
- Doglioni C., Mongelli F., Piali G. (1998): *Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc.* *Mem. Soc. Geol. It.* 52, 457-468.
- Elter P., Giglia G., Tongiorgi M., Trevisan L. (1975): *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines.* *Boll. Geof. Teor. App.*, 17, 3-18.
- Eva E., Solarino S. (1992): *Alcune considerazioni sulla simotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi si meccanismi focali.* *Studi Geologici Camerti Spec.* 1992/2, Appendice CROP 1-1A, 75-83.
- Faccenna C., Funicello F., Giardini D., Lucente P. (2001): *Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the central Mediterranean.* *Earth and Planetary Science Letters* 187, 105-116.
- Faccioli E., Bianchini A., Villani M. (2010): *New ground motion prediction equations for T>1 s and their influence on seismic hazard assessment.* In: *Proceedings of the University of Tokyo Symposium on long-period ground motion and urban disaster mitigation.*

- Fantoni R., Franciosi R. (2010): *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei, 21 (Suppl. 1), S197-S209, doi:10.1007/s12210-010-0102-4.
- Finetti I.R., Boccaletti M., Bonini M., Del Ben A., Pipan M., Prizzon A., Sani F. (2005): *Chapter 8 - Lithospheric tectono-stratigraphic setting of the Ligurian Sea -Northern Apennines - Adriatic Foreland from Integrated CROP Seismic Data*. In: Finetti, I. (Ed.), *CROP Project - Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*, Atlases in Geoscience 1. Elsevier B.V., ISBN 0-444-50693-4, pp.119-158.
- Gardner J.K., Knopoff L. (1974): *Is the sequence of earthquakes in southern California, with after-shocks removed, Poissonian?* Boll. Seism. Soc. Am., 64, 1363-1367.
- Gasperini P. (ed) (2004): *Catalogo dei terremoti CPT12 - App.1 al Rapporto Conclusivo*. Ist. Naz. Geofisica e Vulcanologia, Italy 29 pp.
- Giardini D, Woessner J, Danciu L, Crowley H, Cotton F, Grunthal G, Pinho R, Valensise G, Akkar S, Arvidsson R, Basili R, Cameelbeeck T, Campos-Costa A, Douglas J, Demircioglu MB, Erdik M, Fonseca J, Glavatovic B, Lindholm C, Makropoulos K, Meletti C, Musson R, Pitilakis K, Sesetyan K, Stromeyer D, Stucchi M, Rovida A. (2013): *Seismic hazard harmonization in Europe (SHARE): Online Data Resource*. doi:10.12686/SED-00000001-SHARE.
- Gruppo di Lavoro MPS (2004): *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*. INGV, Milano - Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.
- ISIDe Working Group INGV (2015): *Database of seismic events of Italy (1981-present)*. <http://iside.rm.ingv.it>.
- ISPRA-SGI (2010): *ITHACA - Catalogo delle faglie capaci*. ISPRA, Portale SGI <http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci>
- Kijko A., Graham G. (1998): *Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I: estimation of maximum regional magnitude mmax*. Pure Appl. Geophys., 152, 413-442.
- Lavecchia G., Boncio P., Creati N. (2003): *A lithospheric-scale seismogenic thrust in central Italy*. J. Geodyn. 36, 79-94.
- Locati M., Camassi R., Stucchi M. (a cura di) (2011): *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>. doi: 10.6092/INGV.IT-DBMI11.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C. H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016): *DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>
- Lucente F. P., Speranza F. (2001): *Belt bending driven by lateral bending of subducting lithospheric slab: geophysical evidences from the northern Apennines (Italy)*. Tectonophysics 337, 53-64.
- Malinverno A., Ryan W.B.F. (1986): *Extension in Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics 5, 227-254.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P. (2011): *Sismotettonica dell'Appennino Settentrionale. Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana*. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, 88 pp.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., Martelli L., Baldi P., Bacchetti M. (2013): *Assetto tettonico e potenzialità sismogenica dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e Val Padana*. Regione Emilia-Romagna-SGSS, Regione Toscana, Università di Siena-DSFTA. Centro stampa Regione Emilia-Romagna, 170 pp., <http://ambiente.regione.emiliaromagna.it/geologia/divulgazione/pubblicazioni/sismica/Assetto-tettonico-potenzialita-sismogenica>
- Marroni M., Molli G., Ottria G., Pandolfi L. (2001): *Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride units (Northern Apennines, Italy): insights in the pre-collisional history of a fossil ocean-continent transition zone*. Geodinamica Acta14, 307-320.
- Marson I., Cernobori L., Nicolich R., Stoka M., Liotta D., Palmieri F., Velicogna I. (1998): *CROP 03 profile: a geophysical analysis of data and results*. Mem. Soc. Geol. It. 52, 123-137.
- Martelli L. (2011): *Quadro sismotettonico dell'Appennino emiliano-romagnolo e della Pianura Padana centrale*. Atti del 30° convegno nazionale NGTTS, Trieste 14-17 novembre 2011, ses-

sione 1.2, 152-156.

- Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi G., Madiati C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D. D., Mucciarelli, M., Priolo E., Laurenzano G. (2013): *Cartografia speditiva dell'amplificazione e del rischio di liquefazione nelle aree epicentrali del terremoto dell'Emilia 2012 (ML=5.9)*. Atti 32° convegno GNGTS, Trieste 19-21/11/2013, sessione 2.2, 262-267. Isbn: 978-88-902101-7-4.
- Martelli L., Romani M. (a cura di) (2013): *Microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della pianura emiliana di maggio-giugno 2012 (Ordinanza del Commissario Delegato - Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012)*. Relazione Finale e Allegati in <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia>.
- Martelli L., Sani F., Bonini M., Corti G. (2014): *Proposta preliminare per una nuova zonazione sismogenica dell'Appennino settentrionale e aree limitrofe*. In: Atti del 33° convegno nazionale GNGTS, Bologna 25-27 novembre 2014, sessione 2.1, 42-48.
- Martelli L. (coord.), Bonini M., Calabrese L., Corti G., Ercolessi G., Molinari F. C., Piccardi L., Pondrelli S., Sani F., Severi P. (2017a): *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe. Con Note illustrative*. Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli. D.R.E.A.M. Italia.
- Martelli L., Santulin M., Sani F., Tamaro A., Bonini M., Rebez A., Corti G., Slejko D. (2017b): *Seismic hazard of the Northern Apennines based on 3D seismic sources*. Journal of Seismology (2017) 21:1251-1275. DOI 10.1007/s10950-017-9665-1.
- Martini I.P., Sagri M. (1993): *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy*. Earth Science Reviews, 34, 197-233.
- McGuire R.K. (1976): *Fortran computer program for seismic risk analysis*. U.S.G.S. Open File Report 76-67, 92 pp.
- McGuire R.K. (2004): *Seismic hazard and risk analysis*. EERI Monograph MNO-10, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, California, 221 pp.
- Meletti C., Valensise G. (a cura di) (2004): *Zonazione sismogenica ZS9*. In: Gruppo di Lavoro, Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003, Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma, App. 2, 38 pp.
- Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucci G., Boschi E. (2008): *A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory*. Tectonophysics, 450, 85-108.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P. (2000): *Construction of a seismotectonic model: the case of Italy*. Pure and Applied Geophysics 157, 11-35.
- Muir-Wood R. (1993): *From global seismotectonics to global seismic hazard*. Annali di Geofisica, 36, 153-168.
- NTC 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni*. Decreto 14/01/2008 del Ministero delle Infrastrutture. GU n. 29 del 04/02/2008.
- OPCM 3519/2006: *Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 28/04/2006 "Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone"*. G.U. n. 108 del 11/05/2006.
- Ordaz M. Aguilar A., Arboleda J. (2012): *CRISIS2012, Ver. 4.2*. Program for computing seismic hazard, UNAM, México.
- Piccinini D., Chiarabba C., Augliera P., Monghidoro Earthquake Group (M.E.G.) (2006): *Compression along the northern Apennines? Evidence from the Mw 5.3 Monghidoro earthquake*. Terra Nova 18, 89-94.
- Picotti V., Pazzaglia F. J. (2008): *A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy)*. J. Geoph. Res. 113, B08412. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005307>.
- Pieri M., Groppi G. (1981): *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy*. Publication 414. CNR, AGIP, Roma.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G. (2006): *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. Phys. Earth Planet. Int., doi:10.1016/j.pepi.2006.07.008,159/3-4, 286-303.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Morelli A., Ekström G., Postpischl L., Vannucci G., Boschi E. (2011) *European-Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: solutions for 2005-2008*. Phys Earth Planet Int 185. doi:10.1016/j.pepi.2011.01.007.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Perfetti P., Danecsek P. (2012): *Quick regional centroid moment tensor*

- solutions for the Emilia 2012 (northern Italy) seismic sequence*. *Annals of Geophysics*, 55 (4), 615-621; doi: 10.4401/ag-6146.
- RER & ENI, Agip (1998): *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna, ENI Agip Divisione Esplorazione e Produzione. S.EL. CA., Firenze, pp 120.
- RL & ENI (2002): *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia*. A cura di C. Carcano e Andrea Piccin. Regione Lombardia, ENI divisione Agip. S.EL.CA., Firenze, pp 132.
- Rogledi S. (2013): *Structural setting of the Central Po Plain*. *Ingegneria Sismica*, n. 1-2, gennaio-giugno 2013, 126-139.
- Rossi M., Rogledi S., Barbacani G., Casadei D., Iaccarino S., Papani G. (2002): *Tectonostratigraphic architecture of Messinian piggyback basins of northern Apennines: the Emilia folds in the Reggio-Modena area and comparison with the Lombardia and Romagna sectors*. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Spec. 1, 437-447.
- Rovida A., Camassi R., Gasperini P., Stucchi M. (a cura di) (2011): *CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>, DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds) (2016): *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>.
- Sani F., Bonini M., Piccardi L., Vannucci G., Delle Donne D., Benvenuti M., Moratti G., Corti G., Montanari D., Sedda L., Tanini C. (2009): *Late Pliocene+Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics*. In: Tondi E., Chiaraluce L. and Roberts G. (eds), *Ten years after the Umbria-Marche Earthquake, Central Italy*, *Tectonophysics*, 476, 336-356, doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.012.
- Sani F., Moratti G., Bonini M., Landi B., Tanini C., Piccardi L., Menichetti B. (2001): *A transect in southern Tuscany from Baccinello basin to the Cetona ridge*. Excursion 25-29 September 1997, Proceedings of the meeting 'The Elba Island: a key puzzle linking the Corso-Sardinian Massif and Adria'. *Ofioliti* 26 (2a), 381-400.
- Santulin M., Tamaro A., Rebez A., Martelli L., Sani F., Bovini M., Corti G., Sandron D., Slejko D. (2014): *Revision of seismic hazard in Emilia-Romagna based on a new seismic zonation of the northern Apennines*. In: *Atti del 33° convegno nazionale GNGTS, Bologna 25-27 novembre 2014, sessione 2.1*, 78-86.
- Scandone P. Stucchi M. (2000): *La zonazione sismogenica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica*. In: Galadini F., Meletti C. e Rebez A. (a cura di), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. GNDT, Roma, 3-14.
- Scognamiglio L., Tinti E., Michelini A. (2009): *Real-time determination of seismic moment tensor for the Italian region*. *Bull. Seism. Soc. Am.* 99, 2223-2242; up-to-date catalogue at <http://cnt.rm.ingv.it/tdmt>.
- Selvaggi G., Amato A. (1992): *Subcrustal earthquakes in the Northern Apennines (Italy): evidence for a still active subduction?* *Geophysical Research Letters* 19, 2127-2130.
- SHARE (2014): share-eu.org.
- Stepp J.C. (1972): *Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard*. In: *Proceedings of First Int. Conference on Microzonation, Seattle Washington, vol. 2*, pp. 897-910.
- Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G. M., Boschi E. (2011): *Seismic hazard assessment (2003-2009) for the Italian building code*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101, 1885-1911, doi: 10.1785/0120100130.
- Van der Meulen M. J., Kouwenhoven T. J., van der Zwaan G. J., Meulenkamp J. E., Wortel M. J. R. (1999): *Late Miocene uplift in the Romagnan Apennines and the detachment of subducted lithosphere*. *Tectonophysics* 315,319-335.
- Vannoli P., Burrato P., Valensise G. (2014): *The seismotectonics of the Po Plain (northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain*. *Pure Appl. Geophys.*, doi: 10.1007/s00024-014-0873-0.
- Wortel M. J. R., Spakman W. (1992): *Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region*. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie Wetenschappen* 95, 325-347.