



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI SIENA
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA



REGIONE
TOSCANA



Potenzialità sismica della Toscana e definizione di criteri di priorità per interventi di prevenzione

A cura di:

**E. Mantovani, M. Viti, D. Babbucci, N. Cenni, C. Tamburelli, A. Vannucchi, F. Falciani,
G. Fianchisti, M. Baglione, V. D'Intinosante, P. Fabbroni**

Potenzialità sismica della Toscana e definizione di criteri di priorità per interventi di prevenzione

A cura di:

**E. Mantovani⁽¹⁾, M. Viti⁽¹⁾, D. Babbucci⁽¹⁾, N. Cenni⁽¹⁾, C. Tamburelli⁽¹⁾,
A. Vannucchi⁽¹⁾, F. Falciani⁽¹⁾,
G. Fianchisti⁽²⁾, M. Baglione⁽²⁾, V. D'Intinosante⁽²⁾, P. Fabbroni⁽²⁾**

⁽¹⁾ Università di Siena – Dipartimento di Scienze della Terra

**⁽²⁾ Regione Toscana – Genio Civile di Area Vasta di Firenze, Prato, Pistoia e Arezzo
Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica**

La realizzazione del progetto che ha portato alla pubblicazione di questo volume e di quello precedente (Sismotettonica dell'Appennino settentrionale: implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana) ha beneficiato di varie collaborazioni, per cui esprimiamo vivo apprezzamento. Il Prof. Paolo Baldi dell'Università di Bologna ha contribuito all'interpretazione delle osservazioni geodetiche. Il Sig. Massimo Bacchetti ha fornito una preziosa assistenza nella manutenzione delle stazioni geodetiche gestite dall'Università di Siena e Bologna.

Alcuni dei dati GPS utilizzati nelle indagini descritte sono stati gentilmente concessi dalle seguenti Organizzazioni:

Geodetic Data Archiving Facility (GeoDAF) dell'Agenzia Spaziale Italiana (A.S.I.),
Struttura Complessa Geologia e dissesto dell'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente (A.R.P.A.) del Piemonte,

Assogeo S.p.a.

Servizi Cartografici della Comunità Montana del Mugello,

European Reference Frame (EU.RE.F.) Permanent Network,

Fondazione dei Geometri e Geometri Laureati dell'Emilia Romagna (F.O.G.E.R.),

Rete Integrata Nazionale GPS (R.I.N.G.) dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (I.N.G.V.)

Italian Positioning Service (ItalPos) della Leica SmartNet Italia,

Friuli Regional Deformation Network (FReDNet) dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (O.G.S),

Ufficio Geodetico della Provincia Autonoma di Bolzano Alto Adige,

Servizio Catasto della Provincia Autonoma di Trento,

Servizio Informazioni Territoriali e Telematica della Regione Abruzzo,

Rete "A. Marussi" del Servizio Territorio e Protezione Civile della Regione Friuli Venezia Giulia,

Servizio di Posizionamento GNSS della Regione Liguria,

La Rete di Posizionamento GPS della Regione Lombardia,

La Rete di Posizionamento della Regione Piemonte,

Progetto per il SIT e la Cartografia della Regione Veneto e il Centro Interdipartimentale Studi ed Attività Spaziali (CISAS),

Università degli Studi di Perugia – Facoltà di Ingegneria Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale - Laboratorio di Topografia.

Prima edizione: Febbraio 2012

Stampa: Centro Stampa Giunta Regione Toscana

Indice

Introduzione

1. Definizione delle zone sismogeniche della Toscana

| | |
|---|----|
| 1.1 Sintesi del quadro tettonico | 8 |
| 1.2 Lunigiana-Garfagnana | 11 |
| 1.3 Mugello | 15 |
| 1.4 Appennino forlivese | 20 |
| 1.5 Alta Valtiberina | 23 |
| 1.6 Chianti-Montagnola Senese | 28 |
| 1.7 Altre potenziali zone sismiche minori | 32 |

2. Intensità massima attesa nei comuni della Toscana

| | |
|--|----|
| 2.1 Carta delle intensità massime | 51 |
| 2.2 Precedenti valutazioni dell'intensità massima e considerazioni sulla classificazione sismica attuale | 70 |
| 2.3 Pericolosità sismica dipendente o indipendente dal tempo? | 76 |

3. Riconoscimento delle zone sismiche toscane più esposte alle prossime scosse forti

| | |
|--|-----|
| 3.1 Basi concettuali del metodo usato ed evidenze di supporto | 77 |
| 3.2 Geodinamica e quadro cinematico/tettonico recente nell'area mediterranea centrale | 77 |
| 3.3 Distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nelle zone periadriatiche | 80 |
| 3.4 Interazione tra sorgenti sismiche dell'Appennino Meridionale e delle Dinaridi Meridionali | 91 |
| 3.5 Interazione tra sorgenti sismiche della Calabria e dell'Arco Ellenico | 97 |
| 3.6 Processi tettonici e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nella catena appenninica | 102 |
| 3.7 Possibili strumenti di previsione sulla distribuzione dei terremoti forti nell'Appennino Settentrionale | 113 |
| 3.8 Criteri di priorità per interventi di prevenzione sismica in Toscana | 115 |
| 3.9 Monitoraggio geodetico dell'Appennino centro-settentrionale: implicazioni per la stima della pericolosità sismica in Toscana | 123 |
| 3.10 Riscontri recenti: i terremoti del 25 e 27 gennaio 2012 sotto l'Appennino Emiliano | 128 |

4. Considerazioni conclusive

Riferimenti

Introduzione

La collaborazione tra la Regione Toscana e il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena è nata con l'obiettivo di definire il contributo che le conoscenze scientifiche attuali possono dare alla difesa dal pericolo terremoto in Toscana. Siccome i terremoti non sono fenomeni casuali ma hanno una stretta connessione con la progressiva deformazione del territorio in risposta alle forze tettoniche, la prima fase di ricerca è stata dedicata a sviluppare una profonda comprensione del quadro geodinamico dell'area mediterranea centrale e delle deformazioni che esso induce nella catena appenninica, con particolare riferimento alla sua parte settentrionale. I risultati di questa indagine, che ha permesso di riconoscere i processi tettonici responsabili dell'attività sismica in Toscana, sono descritti nella prima pubblicazione di questo progetto (Mantovani et alii, 2011):

Le conoscenze acquisite hanno costituito un elemento essenziale per il raggiungimento degli obiettivi successivi: la definizione della pericolosità sismica in Toscana e il riconoscimento delle zone più esposte alle prossime scosse forti. Nei precedenti tentativi la stima della pericolosità sismica è stata prevalentemente effettuata con procedure statistiche, ma, come già discusso ampiamente da Mantovani et alii (2011), questo tipo di metodologia ha scarse possibilità di fornire risultati realistici, in quanto si basa su presupposti non compatibili con i processi fisici che generano i terremoti. Gli effetti di questa incongruenza si sono manifestati in occasione dei terremoti più forti avvenuti negli ultimi decenni in Italia e nel mondo. Per superare questo problema, abbiamo deciso di adottare una procedura alternativa, capace di sfruttare in modo più efficace e plausibile sia le informazioni disponibili sul grado di danneggiamento (intensità macrosismica) che le conoscenze acquisite sull'assetto tettonico nella zona in esame.

Il concetto che sta alla base del nostro approccio è che la storia sismica conosciuta non può essere considerata un campione

rappresentativo dell'attività sismica futura nella zona esaminata, in quanto i terremoti di cui abbiamo notizia sono solo una piccola parte di quelli avvenuti durante l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale. Quindi, è necessario considerare la possibilità che altre scosse intense si verifichino in zone non colpite in precedenza, un'eventualità consistente con il fatto che molto raramente le scosse storiche hanno insistito sulla stessa faglia. Sulla base di questa premessa, riteniamo che una stima realistica della pericolosità debba tenere conto, oltre che della sismicità passata, anche dell'assetto tettonico, da cui è possibile evincere quali sono le zone deboli del sistema, dove ulteriori fratture potrebbero verificarsi.

Il risultato di questa procedura è rappresentato da una mappa delle intensità massime attese per ogni comune della Toscana, che rappresenta l'informazione minima di base per decidere le norme tecniche da adottare per la costruzione dei manufatti. Questa informazione, una volta tradotta in termini di scuotimento atteso, potrà poi essere integrata dallo studio della risposta sismica delle strutture geologiche locali e degli edifici presenti.

La disponibilità di conoscenze molto avanzate sull'assetto sismotettonico dell'area in esame e sugli effetti dei terremoti forti, acquisite recentemente dal gruppo di ricerca dell'Università di Siena, ha poi permesso di esplorare una possibilità mai considerata in precedenza, cioè quella di riconoscere le zone sismiche toscane dove si ritiene più probabile la localizzazione delle prossime scosse forti. Questa prospettiva è basata sul fatto largamente riconosciuto che la distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti è strettamente legata al progressivo sviluppo dei processi tettonici, che subiscono notevoli accelerazioni dopo ogni scossa intensa (rilassamento postsismico). Quindi, dove queste conoscenze sono disponibili è possibile tentare di individuare quale zona sarà colpita dalle prossime scosse distruttive. Per dimostrare la plausibilità di questo approccio, il presente volume descrive i casi in cui il

fenomeno in oggetto ha manifestato i suoi effetti sulla distribuzione di terremoti forti nell'area mediterranea centrale e in particolare nella catena appenninica. Utilizzando le casistiche individuate e le conoscenze acquisite sulle caratteristiche del fenomeno considerato, abbiamo tentato di riconoscere dove può essere conveniente concentrare le risorse attualmente disponibili

per interventi di prevenzione.

Per quanto la metodologia utilizzata sia affetta da incertezze, legate a vari fattori discussi nel testo, riteniamo che l'attendibilità delle previsioni tentate sia nettamente superiore rispetto a quella dei risultati ottenuti con le metodologie alternative finora utilizzate, come discusso da Mantovani et alii (2011).

1. Definizione delle zone sismogeniche della Toscana

1.1 Sintesi del quadro tettonico

La storia sismica conosciuta di una zona permette di identificare solo una piccola parte delle faglie che si sono sviluppate durante la sua storia evolutiva, in tempi geologici. Quindi, questa informazione parziale può essere largamente insufficiente per valutare in modo realistico la potenzialità sismogenetica della zona in oggetto. Questa preoccupazione è alimentata dai numerosi casi (sia in Italia che nel resto del mondo) in cui scosse sismiche forti sono avvenute in zone mai inserite tra quelle a rischio, come discusso nel capitolo 2.3 di Mantovani et alii (2011). Per cercare di mitigare gli effetti di questa grave difficoltà nella stima della pericolosità

sismica in Toscana, è necessario sfruttare nel modo più efficace tutte le informazioni attualmente disponibili, al fine di riconoscere la reale potenzialità delle strutture sismogeniche nella regione in oggetto. In particolare, è necessario effettuare un'attenta valutazione del quadro tettonico attuale, sfruttando le dettagliate informazioni che sono state acquisite su questo problema nella prima fase di ricerca. Tali informazioni sono già state descritte nella prima pubblicazione, ma per comodità del lettore, riportiamo qui di seguito una sintesi degli aspetti principali (Fig.1.1.1, 1.1.2 e 1.1.3).

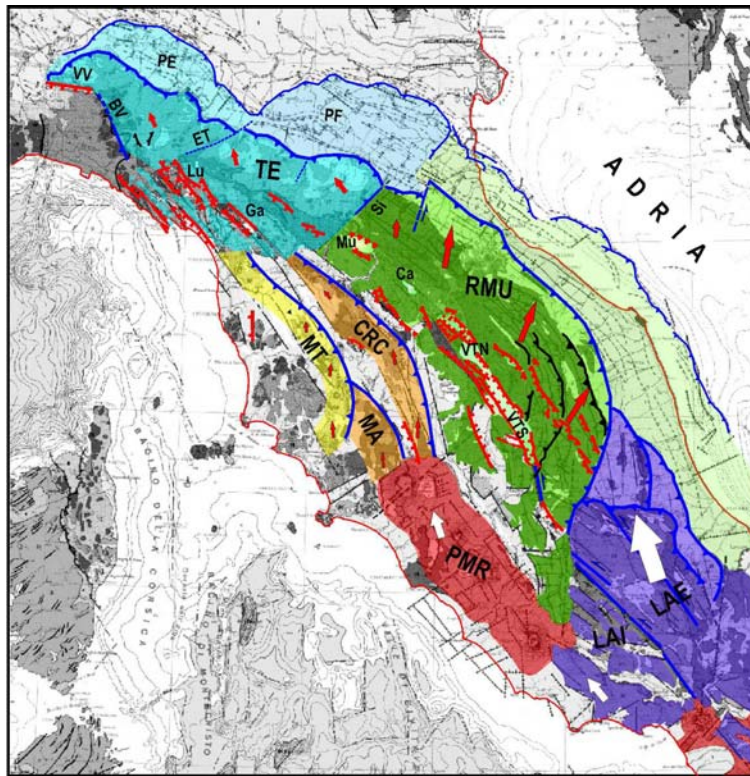


Fig. 1.1.1. Schema tettonico/cinematico dell'Appennino settentrionale. In colore sono evidenziati i due settori principali in cui l'Appennino settentrionale è suddiviso: cuneo Romagna-Umbria-Marche (RMU, verde) e cuneo Toscana-Emilia (TE, blu). Il raccorciamento longitudinale della catena appenninica è causato dal contesto geodinamico a larga scala (Mantovani et alii, 2009a). L'estrusione laterale dell'Appennino settentrionale (cunei RMU e TE) è causato dalla spinta (freccia grande) della parte esterna della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE). Una spinta longitudinale, ma meno intensa (freccie piccole), trasmessa dalla parte interna della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAI), agisce sulle dorsali presenti nella Toscana occidentale (Chianti-Rapolano-Cetona= CRC, Medio Toscana= MT e Montalcino-Amiata= MA) e le fosse tra esse comprese, producendo deformazioni e attività sismica minori. Gli elementi tettonici estensionali sono in rosso, quelli compressionali e trascorrenti in blu. BV=zona sismica Bedonia-Varzi, Ca= Casentino, ET=sistema di faglie Enza-Taro, Ga=Garfagnana, Lu= Lunigiana, Mu= Mugello, PE,PF =Complessi sepolti delle Pieghe Emiliane e Ferraresi, PMR=Provincia Magmatica Romana, Si=Linea del Sillaro, VTN,VTS= Nord e Sud, VV= Zona sismica Villalvernia-Varzi.

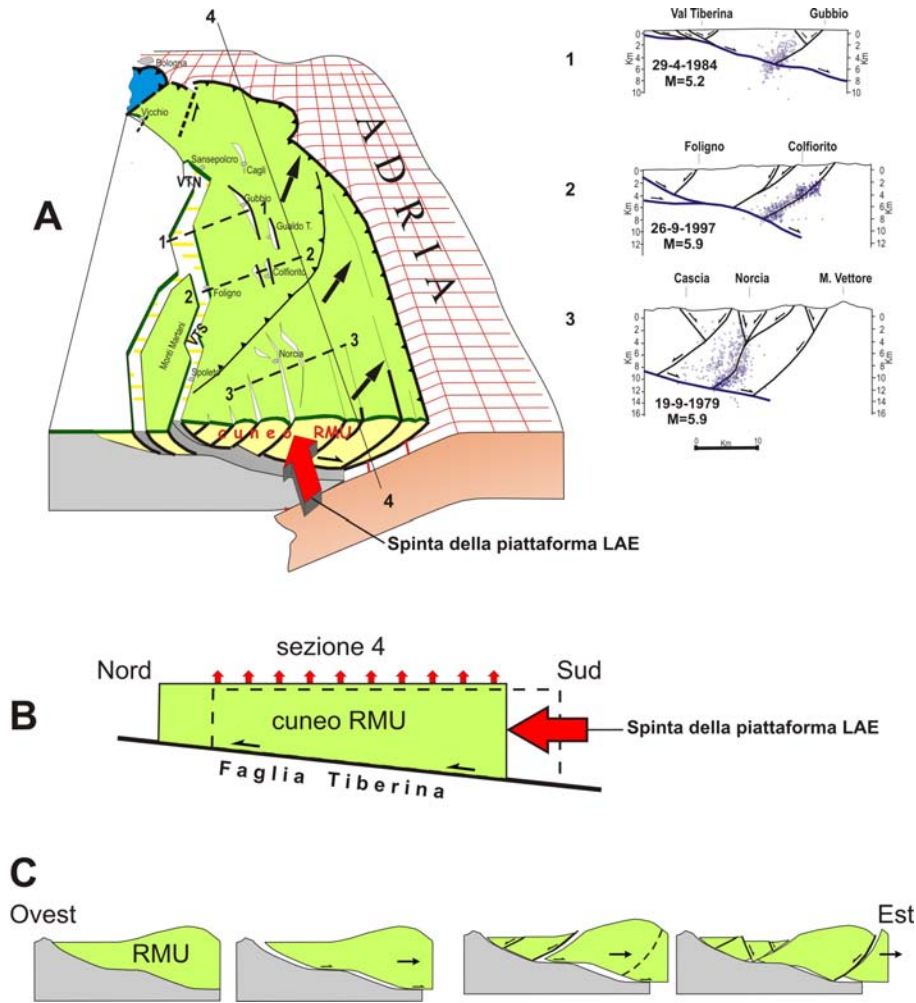


Fig. 1.1.2. A) Ricostruzione schematica della geometria, dell'assetto strutturale/tettonico e del meccanismo di estrusione del cuneo RMU (verde) mostrato in figura 1.1.1. Le linee tratteggiate indicano le tracce delle sezioni a fianco (da Boncio e Lavecchia, 2000, modificate). La presunta cinematica del cuneo è indicata dalle frecce nere. VTN=Val Tiberina Nord, VTS=Val Tiberina Sud. **B)** Rappresentazione schematica della risalita forzata del cuneo RMU lungo la superficie inclinata della Faglia Tiberina (traccia indicata in A). Le frecce rosse piccole sopra il cuneo indicano sollevamento **C)** La sezione mette in evidenza che il progressivo scivolamento verso l'esterno (NordEst) del cuneo RMU lungo una faglia basale caratterizzata sia da segmenti inclinati che orizzontali ha creato le condizioni per la formazione delle faglie antitetiche rispetto alla Faglia Tiberina (sezioni in A).

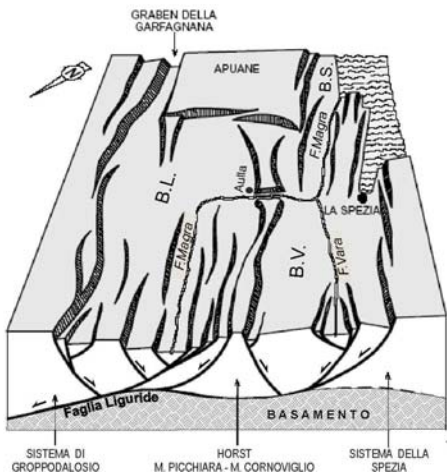


Fig.1.1.3 Schema strutturale prospettico del settore interno del cuneo Toscana-Emilia, con evidenziate le principali faglie riconosciute. In particolare, la faglia a basso angolo immergente a NE (nel seguito richiamata come Faglia Liguride), che consente al cuneo TE di disaccoppiarsi dal suo basamento crostale, e le numerose faglie antitetiche ad alto angolo che raggiungono la faglia basale (Bernini e Papani, 2002, modificata). B.L.=Bacino della Lunigiana, B.S.=Bacino di Sarzana, B.V.=Bacino del Vara.

Considerando i blocchi crostali attualmente implicati nel quadro tettonico, la loro presunta cinematica (Fig.1.1.1) e la distribuzione dei terremoti principali, abbiamo cercato di riconoscere le principali zone sismiche della Toscana. La geometria delle 5 zone così individuate (Lunigiana-Garfagnana, Mugello, Appennino Forlivese, Alta Valtiberina e Chianti-Montagnola Senese) è mostrata nelle figure 1.1.4 e 1.1.5, dove sono anche rispettivamente riportati i terremoti storici e la sismicità strumentale. Le evidenze e le

argomentazioni che hanno portato alla scelta delle geometrie proposte sono descritte zona per zona nei prossimi paragrafi. Le varie informazioni sono riportate su immagini ricavate dalla cartografia geologica ufficiale, tra cui la Carta geologica d'Italia 1:1250000 edita dall'APAT - Servizio Geologico d'Italia (Compagnoni e Galluzzo, 2004) e la Carta geologica della Toscana 1:250000 edita della Regione Toscana (Carmignani e Lazzarotto, 2004).

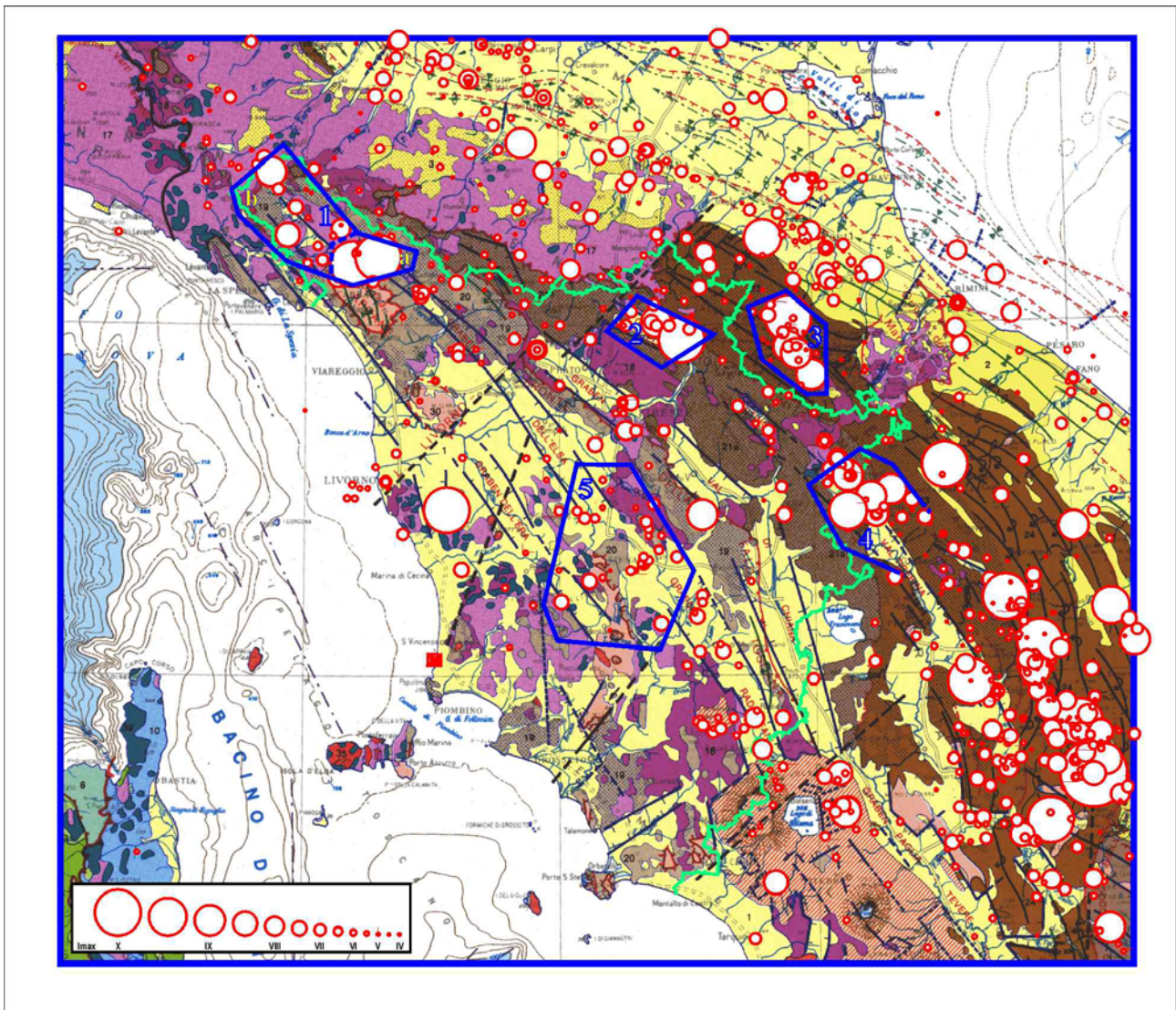


Fig.1.1.4 Geometria delle zone sismiche considerate in questo studio (contorni in blu) e sismicità storica dall'anno 1000 in Toscana e dintorni (Guidoboni e Comastri 2005; Mariotti e Guidoboni 2006; Rovida et alii, 2011). 1) Lunigiana-Garfagnana 2) Mugello 3) Appennino forlivese 4) Alta Valtiberina 5) Chianti-Montagnola senese. I criteri adottati per la scelta dei contorni delle zone sono descritti nel testo. In verde il confine amministrativo della Toscana. Lo sfondo è rappresentato dalla Carta Tettonica d'Italia (Funiello et alii, 1981).

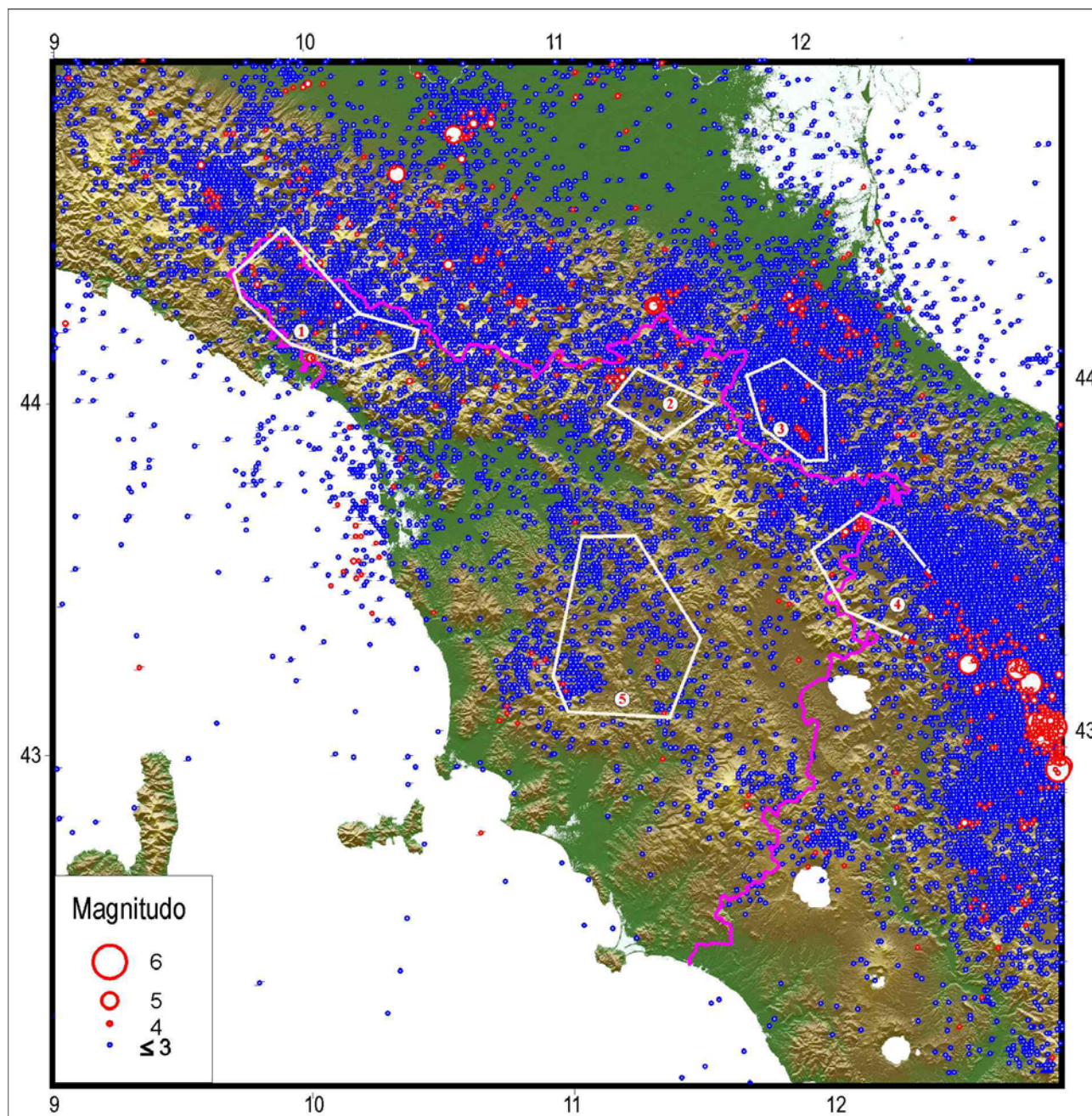


Fig.1.1.5. Geometria delle 5 zone sismiche adottate (vedi Fig. 1.1.4) e sismicità strumentale (1981-2010) da Castello et alii, (2006), dal Bollettino della Sismicità strumentale INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>) e da ISIDE Working Group (<http://iside.rm.ingv.it/iside/>), Lo sfondo è costituito da un modello topografico digitale (<http://gmt.soest.hawaii.edu/>). In rosa il confine amministrativo della Toscana.

1.2 Lunigiana-Garfagnana

Sismotettonica

L'attività sismica di questa zona (Fig. 1.2.1 e Tab.1.2.1) è riconosciuta come effetto della tettonica estensionale e transtensionale che si sviluppa lungo il settore occidentale del margine interno del cuneo Toscana-Emilia (TE), in risposta alla sua progressiva estrusione verso la zona padana (Figg.1.1.1 e 1.1.3). Le

faglie che possono attivarsi nell'ambito di questo processo corrispondono alla superficie di scollamento basale, a basso angolo, su cui scivola il cuneo in estrusione (Faglia Liguride, figura 1.1.3) e alle faglie sintetiche ed antitetiche (ad alto angolo) che si sono sviluppate all'interno del cuneo stesso, fino a raggiungere la superficie basale sopra citata.

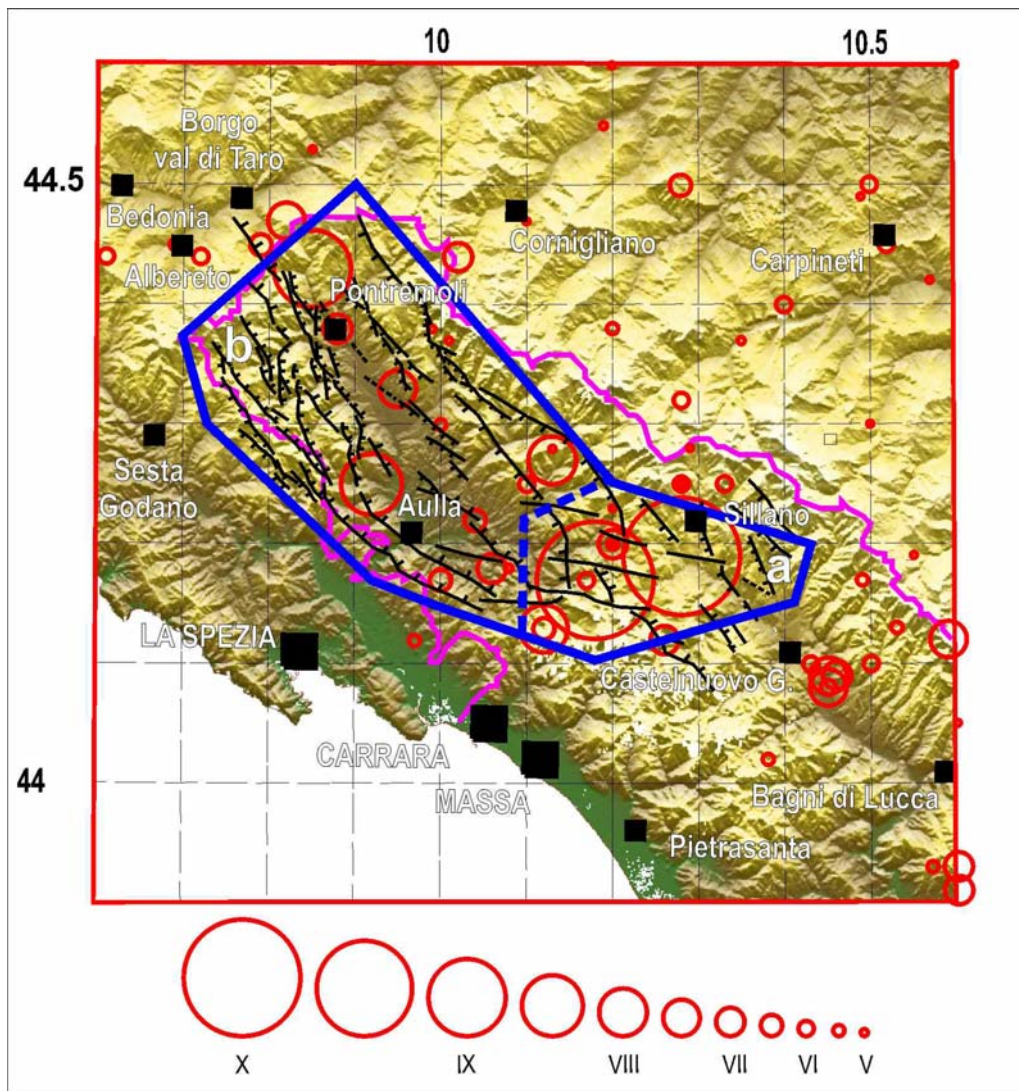


Fig. 1.2.1. Zona sismica 1: Lunigiana-Garfagnana. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000. La dimensione dei simboli corrisponde alla scala di intensità (MCS) riportata in basso. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig 1.2.2), sono in nero. Come spiegato nel testo, sono previste due sottozone (A, B delimitate dal contorno blu) in ciascuna delle quali l'intensità massima attesa (I_{max}) è considerata uniforme (10 in A e 9 in B). Il confine regionale della Toscana è riportato in viola. Dati sulla sismicità come in figura. 1.1.4.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità I_0 (I_{max}) | T (anni) |
|------|------|--------|------------------|-----------------|------------------|----------------|-------------------------------|----------|
| 1481 | 5 | 7 | Garfagnana | 44.28 | 10.13 | 5.6 | 8 | |
| 1497 | 3 | 3 | Lunigiana | 44.25 | 9.92 | 5.9 | 8.5 | 16 |
| 1767 | 1 | 21 | Fivizzano | 44.13 | 10.12 | 5.4 | 7 (8) | 270 |
| 1834 | 2 | 14 | Alta Lunigiana | 44.43 | 9.85 | 5.8 | 9 | 67 |
| 1837 | 4 | 11 | Alpi Apuane | 44.18 | 10.18 | 5.8 | 9 (10) | 3 |
| 1902 | 8 | 4 | Fivizzano | 44.2 | 10.2 | 5.1 | 7 | 65 |
| 1903 | 7 | 27 | Lunigiana | 44.33 | 9.95 | 5.3 | 7.8 | 1 |
| 1920 | 9 | 7 | Garfagnana | 44.19 | 10.28 | 6.5 | 10 | 17 |
| 1921 | 5 | 7 | Pontremoli | 44.38 | 9.88 | 4.7 | 6 (7) | 1 |
| 1939 | 10 | 15 | Garfagnana | 44.12 | 10.26 | 5.1 | 6.5 (7) | 18 |
| 1995 | 10 | 10 | Lunigiana | 44.18 | 10.06 | 4.9 | 7 | 56 |

Tab. 1.2.1. Lista dei terremoti con $I_{max} \geq 7$ avvenuti dopo il 1000. In grassetto i terremoti con $I_{max} \geq 8/9$ o $M \geq 5.5$. M_w = Magnitudo momento riportata nel catalogo CPTI11 (Rovida et alii, 2011). I_0 e I_{max} sono rispettivamente l'intensità epicentrale e quella massima osservata (riportate entrambe quando non coincidenti). T indica l'intervallo di tempo trascorso rispetto al terremoto precedente. Fonti dei dati come in figura 1.1.4.

Nel settore Nord Ovest (Lunigiana), la zona tettonica si estende dall'alto strutturale dei monti Picchiara e Cornoviglio all'alto strutturale di Groppodoloso, separati dalla Val di Magra (Fig.1.1.3). In questo settore sono state riconosciute numerose faglie

quaternarie, circa orientate NO-SE (Fig. 1.2.2). Secondo Brozzetti et alii (2007), la scossa del 1834 potrebbe essere associata con le faglie di Mulazzo e la scossa del 1481 con le faglie di Compione-Comano.

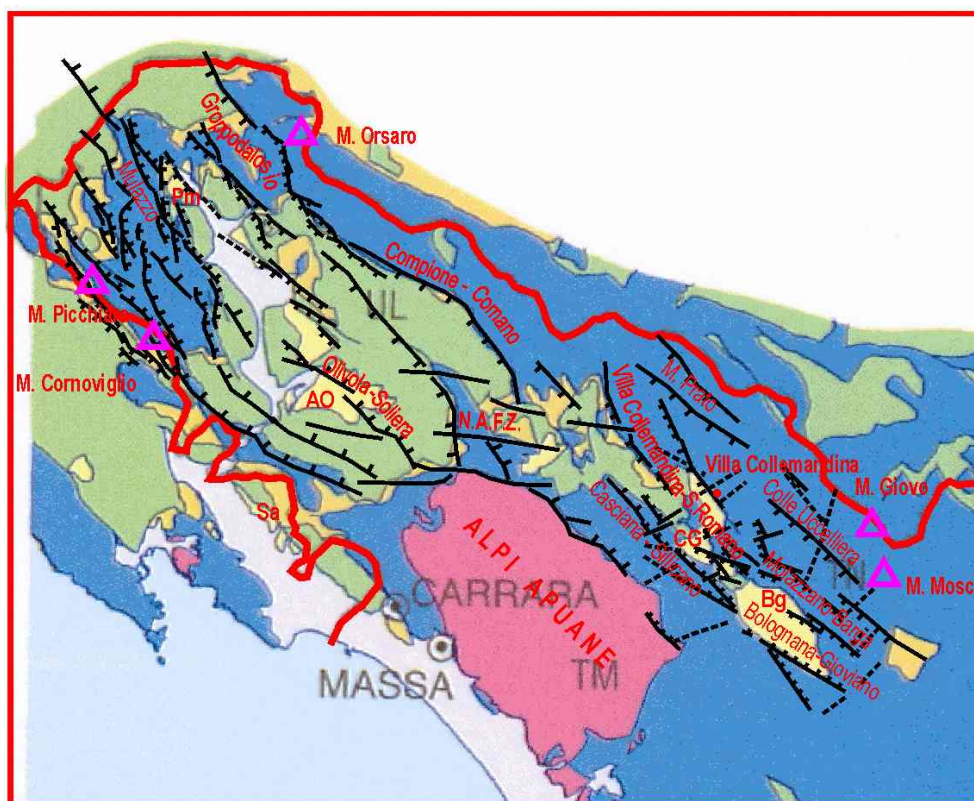


Fig. 1.2.2. Schema geologico (da Carmignani e Lazzarotto, 2004) e principali elementi tettonici. TM (rosa) = Unità toscane metamorfiche, TN (azzurro) = Unità toscane non metamorfiche, UL (verde) = Unità liguri. Bacini neogenici: Aulla-Olivola = AO, Barga = Bg, Castelnuovo-Garfagnana = CG, Pm = Pontremoli, Sa = Sarzana. NAFZ = North Apuane Fault Zone o zona di faglia delle Apuane settentrionali. Gli elementi tettonici sono stati presi da Antiga et alii (1988), Bernini (1988), Bernini e Papani (2002), Brozzetti et alii (2007) e Di Naccio et alii (2009).

La fascia tettonica della Garfagnana, formata dalla valle del Serchio con i bacini plio-quaternari di Castelnuovo e Barga (Fig.1.2.2), è più stretta rispetto alla Lunigiana. La dimensione ridotta di questa fossa è probabilmente dovuta al fatto che essa è confinata verso sud-ovest dal complesso metamorfico delle Alpi Apuane, che è caratterizzato da una maggiore resistenza meccanica rispetto alle unità della Falda Toscana, sulle quali è impostata la fossa della Lunigiana. Questa ipotesi è consistente con il fatto che il complesso delle Apuane è caratterizzato da scarsa sismicità (Fig. 1.2.1).

Le faglie quaternarie Casciana-Sillicano e Bolognana-Gioviato (Fig.1.2.2), situate lungo

il bordo occidentale della fossa della Garfagnana, raggiungono il distacco basale ad una profondità di circa 5 km (Brozzetti et alii, 2007). Lungo la parte orientale della fossa, le principali faglie antitetiche quaternarie ovest-vergenti sono la Villa Collemandina-S. Romano e la Molazzano-Barga. Un secondo allineamento di faglie quaternarie, in posizione più orientale, affiora nell'alto strutturale M.Prato-Colle Uccelliera-M.Mosca (Brozzetti et alii, 2007).

Un aspetto importante da tenere presente nella valutazione della potenzialità sismogenetica di questa zona è che le due scosse più intense (1837 e 1920) sono avvenute nella parte centrale della zona, dove

è riconosciuto un sistema di faglie trasversali alle fosse, localizzato nella zona di transizione tra la Lunigiana e la Garfagnana (Fig.1.2.2). Secondo Brozzetti et alii (2007) e Di Naccio et alii (2009) questo sistema, che loro identificano come *North Apuane Fault Zone* (NAFZ), potrebbe essere associato ai terremoti forti di questa zona, in particolare le due scosse sopra citate (1837 e 1920) e altre 9 scosse (1767, 1778, 1902, 1928, 1939, 1955, 1961) di magnitudo compresa tra 4.5 e 5.4. Inoltre, anche il terremoto del 10/10/1995 (M=4.9), che presenta un meccanismo focale trascorrente destro, è localizzato presso la NAFZ.

L'intensità delle scosse del 1837 e del 1920 (10 per entrambe) è la massima registrata in questa zona.

Alcuni autori ritengono che informazioni significative sulle massime intensità o magnitudo attese si possano anche ricavare dalle conoscenze sulla lunghezza delle faglie sismogenetiche (e.g., Basili et alii, 2008). Tale deduzione, però, può essere affetta da notevole incertezza, considerata la scarsa possibilità di ricostruire l'effettiva geometria e dimensione delle faglie, soprattutto il loro sviluppo in profondità. Basti pensare, a questo proposito, che la faglia di Paganica responsabile del recente terremoto dell'Aquila (Valensise, 2009), non era stata precedentemente riconosciuta. Inoltre, il fatto che la scossa di magnitudo più elevata (M = 6.5) sia avvenuta nel periodo che ha seguito di pochi anni il fortissimo terremoto di Avezzano del 1915 (come discusso nel terzo capitolo di questo volume) potrebbe indicare che l'energia sismica rilasciata in una zona sia controllata dalle caratteristiche della perturbazione del campo di sforzo e deformazione che l'ha determinata (in risposta a terremoti forti avvenuti nell'area circostante), piuttosto che dalla dimensione e geometria delle faglie presenti in quella zona. E' ragionevole pensare che dopo le lunghe storie di fratturazione (per lo meno dal Pleistocene medio) che hanno interessato l'Appennino, ogni settore della catena ospiti una popolazione di faglie molto più ampia delle fratture sismicamente attivate in epoca storica. Le dimensioni di una sorgente sismica sono quindi principalmente determinate dal

carico tettonico locale presente al momento della scossa, che condiziona il numero di faglie contigue che si attivano in sequenza prima di trovare un ostacolo che ferma la propagazione della frattura (e.g., Wesnousky, 2006). Questo potrebbe spiegare perché nel 1920, quando il carico tettonico in questa zona era presumibilmente molto elevato (in risposta alla perturbazione innescata dal terremoto di Avezzano del 1915) il processo di fratturazione ha potuto coinvolgere numerose faglie (tali da giustificare una sorgente sismica di magnitudo di 6.5) prima di essere costretta a fermarsi.

Per la stima della potenzialità sismica di questa zona è anche opportuno considerare il fatto che la $I_{max} = 10$ rilevata nella località di Villa Collemandina nel 1920 (superiore alla intensità epicentrale, stimata in 9-10) potrebbe essere legata ad amplificazioni locali dello scuotimento sismico, come suggerito da alcuni autori (e.g., De Ferrari et alii, 2010).

L'elenco delle scosse principali avvenute in questa zona (Tab.1.2.1) indica una distribuzione temporale molto irregolare. Per i terremoti di $M > 5.5$ o $I_{max} \geq 8-9$ i tempi di interevento vanno da 3 a 337 anni. Dall'ultima scossa di questo livello (1920) sono trascorsi 91 anni. Per scosse di $I_{max} \geq 7$ la situazione non cambia molto, essendo i tempi tra le scosse compresi tra meno di 1 anno e 270 anni. Questa evidenza indica chiaramente che qualsiasi previsione statistica sulla localizzazione temporale della prossima scossa in questa zona sarebbe affetta da notevole incertezza, tale da renderla inutilizzabile per qualsiasi obiettivo di prevenzione.

Come argomentato in precedenza, noi riteniamo che la zona delimitata in figura 1.2.1 sia esposta a scosse non solo nelle zone colpite dai terremoti storici, ma anche nelle strutture tettoniche adiacenti che fanno parte del bordo interno del cuneo TE. Ci è sembrato però opportuno dividere la zona considerata in due sottozone, che pur essendo legate allo stesso meccanismo tettonico, hanno prodotto scosse con I_{max} abbastanza differenti.

La sottozona A (Fig. 1.2.1) è connessa con il sistema di faglie transtensionali E-O (NAFZ in figura 1.2.2), che sembra essere il più coerente con il regime atteso in questa zona in

risposta al meccanismo tettonico ipotizzato (Figg. 1.1.1 e 1.1.3). Questo potrebbe spiegare perché le scosse storiche più intense ($I_{max}=10$) sono state generate da questo tipo di discontinuità.

Anche la distribuzione della sismicità recente (Fig.1.1.5) mostra una maggiore concentrazione di eventi nella parte meridionale della zona sismica. In linea con quanto detto sopra, ci si può aspettare che il regime prevalentemente estensionale che agisce nelle fosse della Lunigiana (sottozona B) sia meno intenso di quello del settore A, essendo quindi in grado di produrre scosse di minore intensità ($I_{max} = 8/9$).

L'ipotesi che una scossa della massima intensità assunta per ogni sottozona possa avvenire in ogni punto dell'area considerata (che costituisce un punto cruciale della metodologia qui adottata) è confortata dal fatto che nessuna delle scosse forti avvenute in questa zona ha colpito segmenti di faglia già interessati da terremoti precedenti.

Evoluzione geologica recente

Nell'area in esame (Fig.1.2.2) affiorano unità liguri e toscane (metamorfiche e non), che costituiscono il substrato pre-neogenico di questo settore di catena. L'assetto strutturale originario della catena (contraddistinto dalla sovrapposizione tettonica delle Liguridi alla

Falda Toscana) è ottimamente preservato a nord-ovest della Lunigiana (Appennino ligure-emiliano), mentre a sud-est la catena è stata notevolmente modificata dalla tettonica estensionale attiva dal Miocene superiore. L'effetto principale di quest'ultimo regime tettonico è la formazione di dorsali sub-parallele disposte in senso NO-SE, tra le quali si sono impostati i vari bacini sedimentari neogenici (e.g., Martini e Sagri, 1993; Bartole, 1995; Bernini e Papani, 2002). La copertura liguride, ancora presente in Lunigiana, è smembrata o assente nei settori circostanti. Ad ovest, nei rilievi attorno a La Spezia, affiora infatti la successione toscana pelagica, mentre le unità toscane torbiditiche formano la dorsale principale M. Orsaro-M. Giovo. A sud-ovest, infine, spicca il massiccio delle Alpi Apuane ove affiorano le unità toscane metamorfiche. La scomparsa di parte delle Liguridi in molte zone dell'area è imputabile soprattutto al sollevamento della catena (fortemente accelerato dal Pleistocene medio), che ha determinato l'erosione delle unità tettoniche più elevate e il conseguente affioramento di quelle più profonde (e.g., Argnani et alii, 2003; Bartolini, 2003; Balestrieri et alii, 2003; Boccaletti et alii, 2010).

1.3 Mugello

Sismotettonica

L'attività sismica di questa zona (Fig.1.3.1 e Tab.1.3.1) è imputabile alle deformazioni che si sviluppano all'interno e all'esterno del sistema oroclinale (Fig.1.3.2) sollecitato dal regime compressivo parallelo alla catena che ha agito nella parte settentrionale del cuneo RMU.

Una dettagliata descrizione di questo meccanismo e del complesso di evidenze che esso può spiegare in modo plausibile e coerente è riportata in Mantovani et alii, (2011). Per comodità del lettore, uno schema delle defor-mazioni quaternarie presumibilmente causate da questo contesto dinamico è riportato in figura 1.3.3.

Si ritiene che le faglie principali che hanno

generato la fossa del Mugello siano normali e orientate parallelamente all'asse del bacino, come i sistemi di Ronta e Sieve (Fig.1.3.4). Questa fossa è spesso interpretata come un semi-graben, la cui *master fault* è la faglia della Sieve, che borda il bacino a sud-ovest (e.g., Martini e Sagri, 1993; Martini et alii, 2001; Benvenuti, 2003). Tale faglia si estende per una lunghezza di 6-7 km tra Vicchio e Borgo San Lorenzo, immergendo verso nord-est, e presenta evidenze di attività successiva al Pleistocene inferiore. La velocità di scorrimento è stimata tra 0.5 e 0.7 mm/anno (Sani et alii, 2009). Il sistema di Ronta, situato lungo il bordo nord-occidentale del bacino, è attivo dal Pleistocene medio. Questo sistema è lungo circa 8-10 km ed è

composto da più faglie normali ad alto angolo in gradinata, immergenti verso sud-ovest. La direzione di estensione è circa N30°E e la velocità media di slittamento è di circa 0.5 mm/anno (Sani et alii, 2009). Nella zona sono riconosciuti anche lineamenti tettonici

trasversali orientati da NNE a SSO, come i sistemi di Galliano, Scarperia, Sagginale e Vicchio, che hanno segmentato il bacino influenzandone le modalità di sedimentazione (Benvenuti, 1997).

lineamenti trasversali più interni al bacino

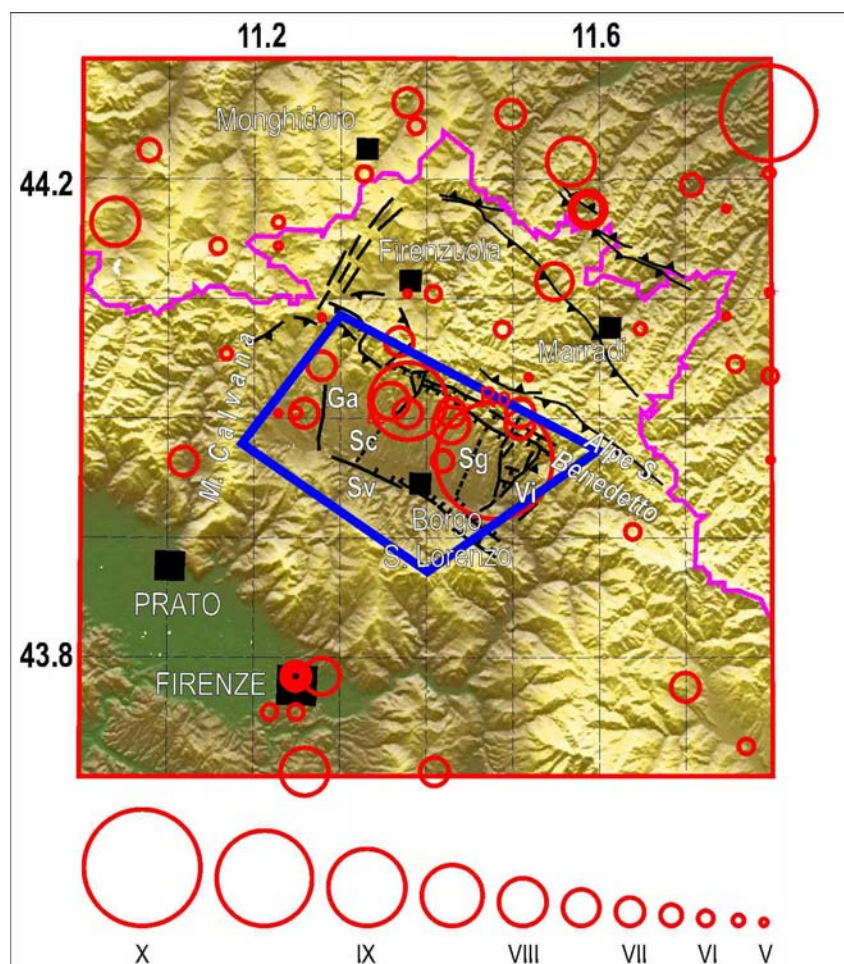


Fig. 1.3.1. Zona sismica 2: Mugello. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig.1.3.4), sono in nero. Si può notare che le scosse storiche principali di questa zona hanno interessato segmenti diversi delle faglie presenti: Ga=Galliano, Sc=Scarperia, Sg=Sagginale, Sv=Sieve, Vi= Vicchio. Vedi didascalia di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo Maw) | Intensità Io (Imax) | T (anni) |
|-------------|----------|-----------|------------------|-----------------|------------------|----------------|---------------------|----------|
| 1542 | 6 | 13 | Mugello | 44.01 | 11.39 | 5.9 | 9 | |
| 1597 | 8 | 3 | Mugello | 43.99 | 11.43 | 5.2 | 7.5 | 55 |
| 1611 | 9 | 8 | Scarperia | 44.01 | 11.36 | 5.1 | 7 (7.5) | 14 |
| 1762 | 4 | 15 | Mugello | 44 | 11.51 | 5.1 | 7 | 151 |
| 1843 | 10 | 25 | Mugello | 44.01 | 11.26 | 5.1 | 6.5 (7) | 82 |
| 1864 | 12 | 11 | Mugello | 44.04 | 11.28 | 5.1 | 7 | 21 |
| 1919 | 6 | 29 | Mugello | 43.96 | 11.48 | 6.3 | 10 | 55 |
| 1929 | 7 | 18 | Mugello | 43.99 | 11.51 | 5.0 | 6.5 (7) | 10 |
| 1931 | 9 | 5 | Mugello | 44.06 | 11.37 | 4.8 | 6 (7) | 2 |
| 1939 | 2 | 11 | Marradi | 44 | 11.43 | 5.0 | 7 | 7 |
| 1960 | 10 | 29 | Mugello | 44 | 11.39 | 5.0 | 7 | 22 |

Tab. 1.3.1. Lista dei terremoti con $I_{max} \geq 7$ avvenuti dopo il 1000 nella zona contornata in figura 1.3.1. Vedi didascalia di tabella 1.2.1.



Fig.1.3.2. Caratteristiche morfologiche e orografiche del settore appenninico comprendente i bacini del Mugello, Casentino e Alta Valtiberina e i crinali circostanti. Dalla Carta in rilievo della Toscana (www.lac-cartografia.it).

(Scarperia e Sagginale) sono sepolti da sedimenti quaternari e non mostrano segni di attività recente. Ciò rende dubbia l'associazione tra la faglia di Scarperia e la scossa del 1542, come è stato suggerito da alcuni autori (e.g., Sani et alii, 2009).

Diverso è il caso del sistema di Vicchio, per il quale è riconosciuta attività recente superficiale, associata a movimenti estensionali con modesta componente destra, in linea con l'interpretazione di Vannucci (1999) che, in base all'analisi dei dati macrosismici, ritiene che tale sistema sia associato alla forte scossa del 29/6/1919 ($M = 6.3$). A questo riguardo, si potrebbero anche considerare le scosse del 1/3/2008 ($M = 4.7$ ed $M = 4.3$), il cui meccanismo focale è prevalentemente normale con asse di estensione orientato tra N-S e NNE-SSO (vedi http://mednet.rm.ingv.it/quick_rcmt.php).

Quindi, anche per questa zona non è facile stabilire se la sismicità è legata a faglie parallele al bacino o ad altri sistemi trasversali di fratture o ad entrambe le strutture. Si può comunque osservare che le faglie parallele al bacino sembrano avere più possibilità di

generare terremoti di magnitudo compatibile con quelle documentate.

La lista dei terremoti principali (Tab.1.3.1) indica che negli ultimi dieci secoli solo due scosse di $M \geq 5.5$ o $I_{max} \geq 8/9$ sono avvenute in questa zona. Le scosse con $I \geq 7$ sono 12, con tempi di interevento compresi tra 2 e 151 anni. Dall'ultima scossa di $M \geq 5.5$ sono passati 92 anni e dall'ultima di $M \geq 5$ sono passati oltre 50 anni. L'intensità massima registrata in questa zona è 10 (1919, $M = 6.3$). La distribuzione del danneggiamento causato dall'evento del 1919 è descritta in dettaglio da Castenetto e Sebastiano (2004).

Anche in questo caso, il fatto che la scossa più intensa della storia sismica conosciuta sia avvenuta nel periodo che ha seguito di qualche anno la scossa di Avezzano del 1915 (presunta responsabile di un eccezionale aumento del carico tettonico in tutto l'Appennino settentrionale, come discusso nel capitolo 3) fa supporre che l'intensità massima delle scosse che possono colpire una zona sismica sia più condizionata dal carico tettonico contingente, che si può creare in

risposta a condizioni tettoniche esterne, piuttosto che dalle dimensioni delle faglie preesistenti.

In figura 1.3.1 si può notare che le scosse

principali sono localizzate all'interno del bacino del Mugello. La sismicità più recente (Fig.1.1.5) è prevalentemente localizzata nel settore nordoccidentale del bacino.

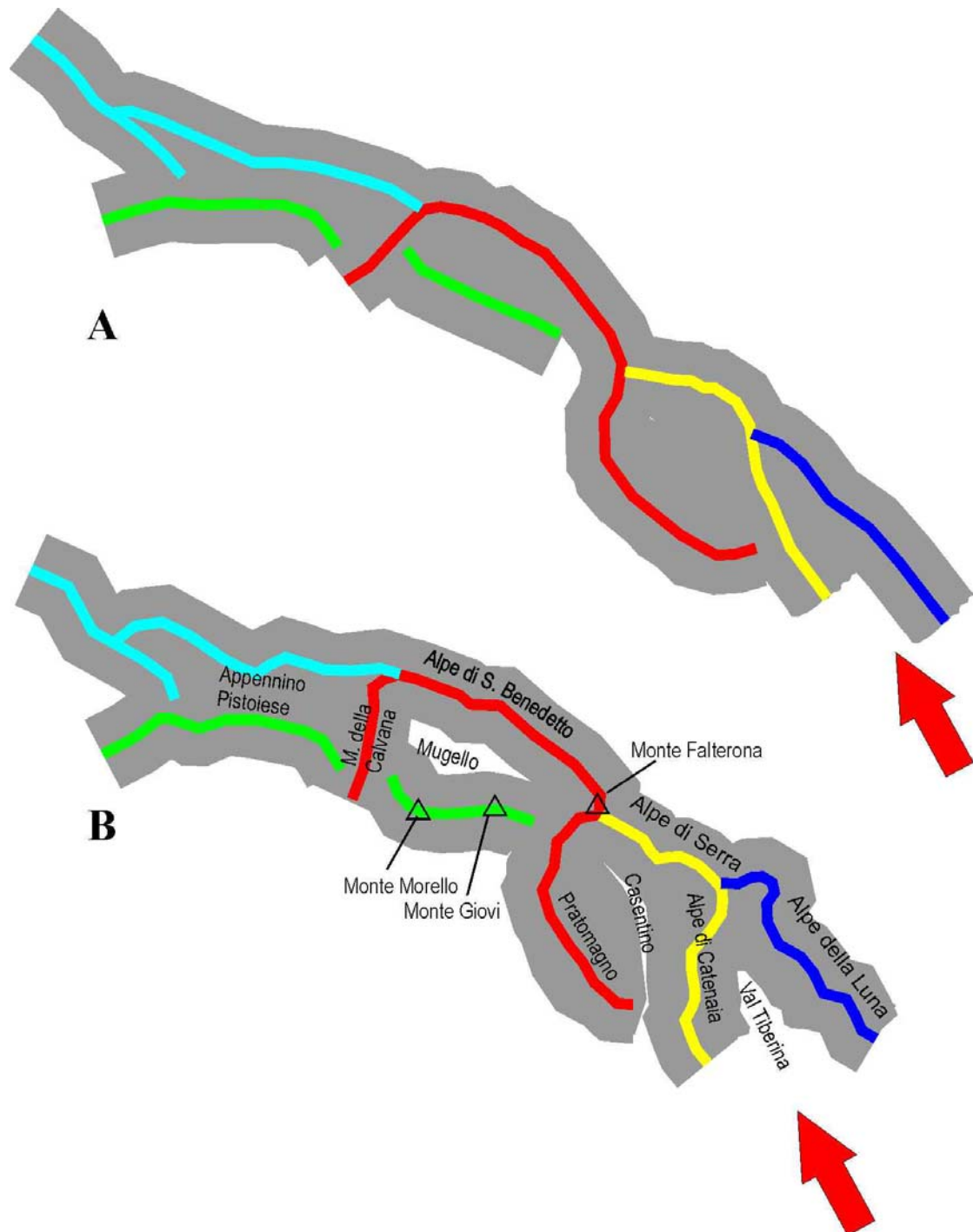


Fig. 1.3.3. Ricostruzione schematica dei piegamenti orizzontali che potrebbero avere subito nel Pleistocene le dorsali orogeniche situate nella parte settentrionale del cuneo RMU, in risposta al regime compressivo longitudinale, indicato dalla freccia rossa. In alcune zone estensionali, come il Casentino, il Mugello e l'Alta Valtiberina, le fosse sono state generate dalla parziale divaricazione delle strutture circostanti, rispetto alla presunta configurazione Pliocenica (A). La configurazione attuale (B) è basata sugli elementi morfologici mostrati nella figura 1.3.2.

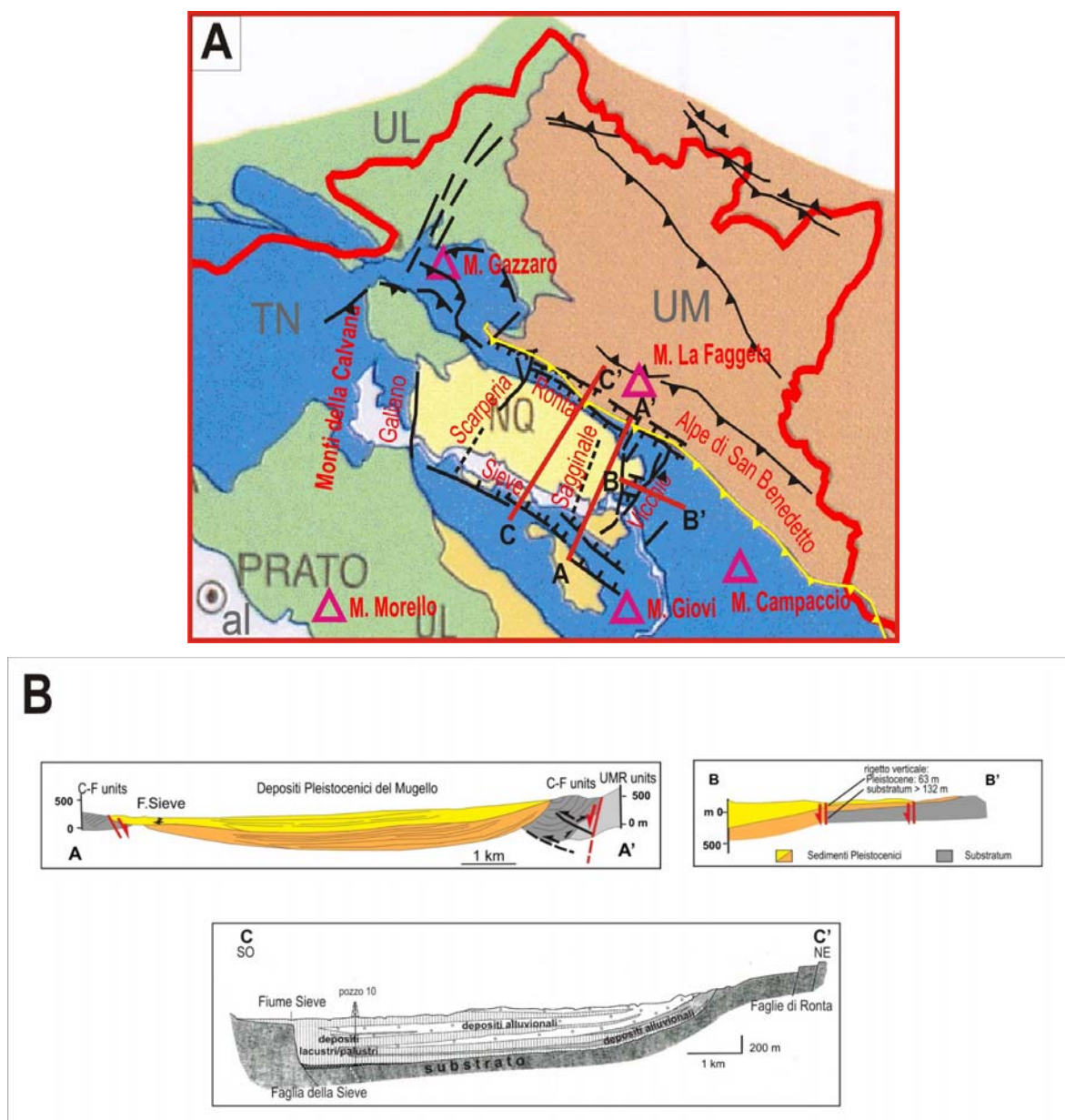


Fig. 1.3.4. A) Schema geologico (da Carmignani e Lazzarotto, 2004) e lineamenti tettonici (Sani et al., 2009). La linea gialla con triangoli indica il sovrascorrimento delle unità Cervarola-Falterona sulla Marnoso-Arenacea. Le linee nere indicano le principali faglie normali appenniniche, i sovrascorrimenti e i lineamenti trasversali. NQ=Successioni dei bacini neoautoctoni. Vedi didascalia di figura 1.2.2. **B)** Sezioni verticali che illustrano la struttura del bacino ed il ruolo delle faglie normali della Sieve, di Ronta e di Vicchio. Le tracce delle sezioni sono indicate in A.

La storia sismica suggerisce di assegnare alla zona sismica in oggetto una potenzialità sismica corrispondente a $I_{max} = 9$.

Evoluzione geologica recente

L'elemento morfotettonico più evidente di questa zona (Fig.1.3.4) è la depressione del Mugello, un bacino fluvio-lacustre orientato in direzione ONO-ESE, lungo 25 km e largo 15 km. La sedimentazione è avvenuta a partire dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore sul substrato pre-neogenico

fortemente deformato dalle precedenti fasi compressive (e.g., Benvenuti, 2003; Sani et alii, 2009). Il bacino, bordato dalle faglie normali e intersecato dai lineamenti trasversali sopra descritti, è completamente circondato da rilievi piuttosto elevati: ad ovest, la prosecuzione settentrionale dei Monti della Calvana; a sud, la dorsale M. Morello-M. Senario-M. Giovanni; a nord, la dorsale M. Gazzaro-M. La Faggeta-Alpe S. Benedetto; ad est, i rilievi del M. Cucco e M. Campaccio.

A sud del Mugello, e probabilmente anche sotto il bacino di Pistoia-Firenze, il substrato pre-neogenico è formato da unità liguri e subliguri. Ad est e ovest del Mugello, e sotto il bacino stesso, prevalgono le unità toscane non metamorfiche, rappresentate dai complessi torbiditici di avanfossa Cervarola-Falterona. Immediatamente a nord del Mugello, tali unità sono sovrapposte tettonicamente alle torbiditi di avanfossa della

Formazione Marnoso-Arenacea, appartenenti al più esterno Dominio Umbro-Marchigiano. E' interessante notare che il sistema di faglie normali di Ronta, che borda a nord il bacino, è impostato sul contatto tettonico tra le unità Cervarola-Falterona e Marnoso-Arenacea, che evidentemente si è comportato come una zona di debolezza preesistente (Sani et alii, 2009).

1.4 Appennino forlivese

Sismotettonica

Questa zona sismica è interamente contenuta nel territorio dell'Emilia-Romagna, ma data la sua vicinanza al confine è possibile che i terremoti forti che la colpiscono (Fig. 1.4.1 e Tab. 1.4.1) producano danni in

Toscana, come suggerito dall'esame della storia sismica di vari comuni delle province di Firenze ed Arezzo (reperibile sul sito <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>).

La sismicità di questa zona è attribuita ad un parziale disaccoppiamento che si sta

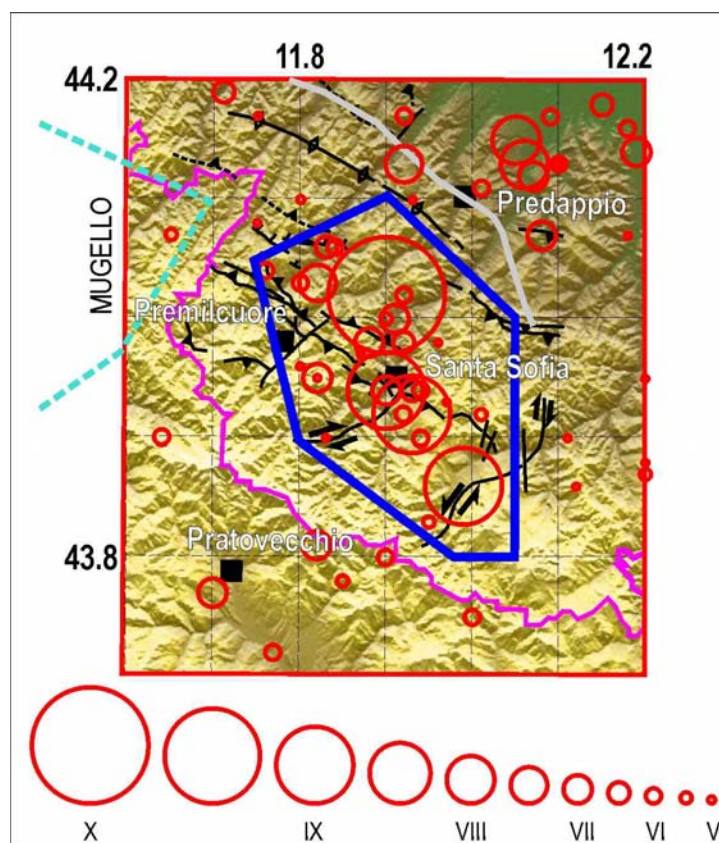


Fig. 1.4.1 Zona sismica 3: Appennino forlivese. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000. I principali elementi tettonici (presi da Boccaletti e Martelli, 2004; Boccaletti et alii, 2010; Bonini, 2007), riportati anche sullo schema geologico (Fig. 1.4.2), sono in nero. La linea grigia indica il fronte esterno della formazione Marnoso-Arenacea. Si assume che una scossa con $I_{max}=9$ possa avvenire in qualsiasi punto della zona considerata (contorno blu). Questa scelta è anche sostenuta dal fatto che le scosse storiche più forti hanno interessato segmenti distinti delle strutture tettoniche presumibilmente esistenti. La linea celeste tratteggiata appartiene al confine della zona sismica Mugello. Vedi didascalìa di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo Mw | Intensità Io (Imax) | T (anni) |
|------|------|--------|----------------------------|-----------------|------------------|--------------|---------------------|----------|
| 1393 | 6 | 15 | Santa Sofia | 44 | 11.91 | 5.1 | 7 | |
| 1584 | 9 | 10 | Appennino toscano-emiliano | 43.86 | 11.99 | 5.8 | 9 | 191 |
| 1661 | 3 | 22 | Appennino romagnolo | 44.02 | 11.9 | 6.1 | 9 (10) | 76 |
| 1768 | 10 | 19 | Appennino romagnolo | 43.94 | 11.9 | 5.9 | 9 | 108 |
| 1895 | 9 | 4 | Valle del Montone | 44.03 | 11.82 | 4.6 | 6.5 (7.5) | 127 |
| 1918 | 11 | 10 | Appennino romagnolo | 43.92 | 11.93 | 5.9 | 9 | 28 |
| 1952 | 7 | 4 | Appennino romagnolo | 43.98 | 11.88 | 5.0 | 7 | 34 |
| 1956 | 5 | 26 | Appennino romagnolo | 43.94 | 11.9 | 5.0 | 7 | 4 |

Tab. 1.4.1. Lista dei terremoti con $I_{max} \geq 7$ avvenuti dopo il 1000 nella zona delimitata in figura 1.4.1. Vedi didascalia della tabella 1.2.

sviluppando nella parte settentrionale del cuneo RMU, come ampiamente discusso in Mantovani et alii (2011), paragrafo 4.4. Il fatto che l'inizio dell'attività neotettonica in questa zona risalga al Pleistocene superiore può spiegare perché gli effetti di tale attività sulla morfologia della zona non sono ancora

chiaramente riconoscibili. L'evidenza più significativa sull'esistenza di questa discontinuità è data infatti dalla distribuzione spaziale dell'attività sismica, caratterizzata da numerose scosse di $M > 5.5$ o $I_{max} \geq 8$ (Fig. 1.4.1 e Tab. 1.4.1).

Come discusso nel paragrafo seguente,

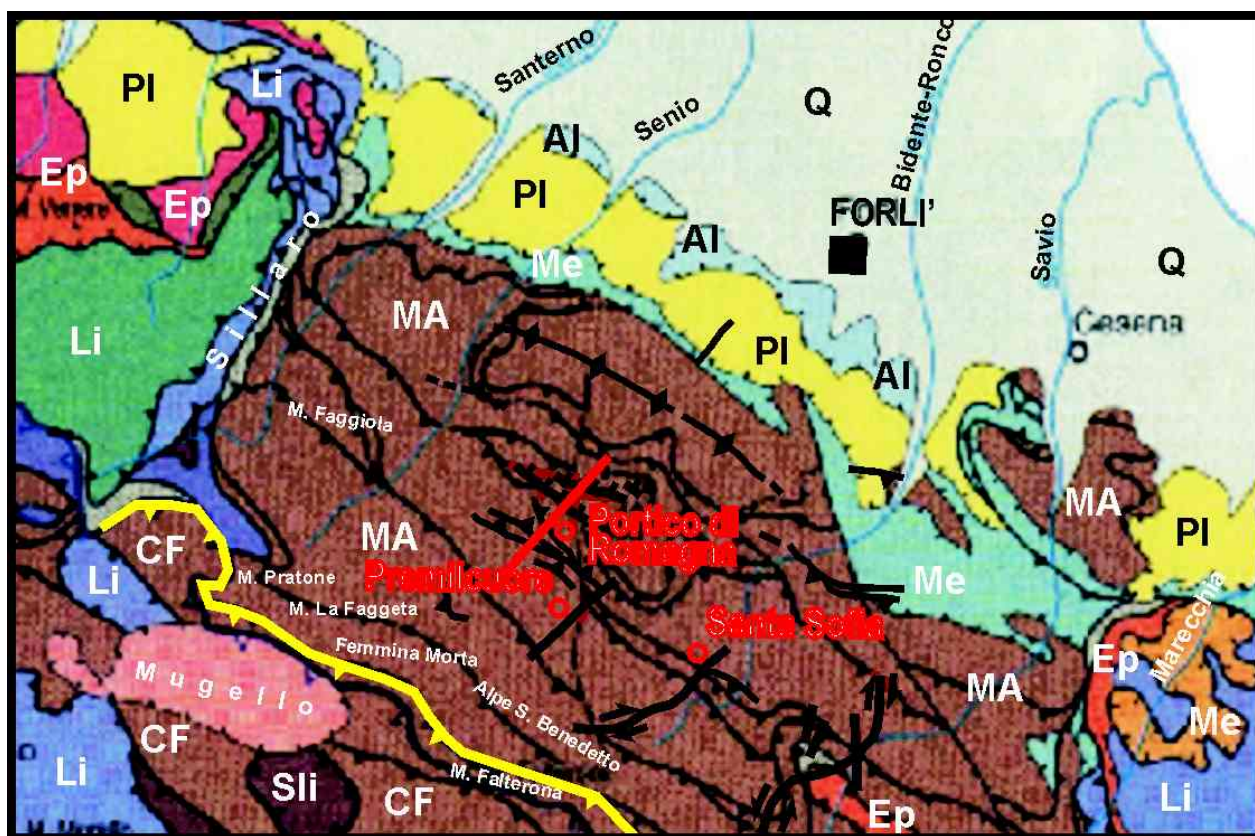


Fig. 1.4.2. Schema geologico e lineamenti tettonici della zona sismica Appennino forlivese (modificato dallo schema tettonico della Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo di Cerrina Feroni et alii, 2002). Le linee nere indicano i principali elementi tettonici; in giallo l'accavallamento delle Unità toscane (Cervarola-Falterona) sul Dominio romagnolo (Marnoso-Arenacea). La linea rossa rappresenta la traccia della sezione riportata in figura 1.4.3. AI=Alluvioni terrazzate (Pleistocene-Olocene), CF=Unità Cervarola-Falterona, Ep=Unità epiliguri, Li=Unità liguri, MA=Marnoso-Arenacea, Me=Successione messiniana (evaporitica e post-evaporitica); PI=Depositi marini (Pliocene-Pleistocene inferiore), Q=Quaternario, Sli=Unità subligure.

l'assetto tettonico/strutturale della zona sismica in oggetto è dominato da pieghe e sovrascorrimenti orientati circa NE-SO, generati nelle fasi tettoniche compressive dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore (Fig. 1.4.2). Tali strutture sono tagliate da lineamenti trasversali, come le zone tettoniche del Bidente e Savio, che proseguono a NE verso la pianura padana, condizionando lo sviluppo del reticolo fluviale (e.g., Farabegoli et alii, 1991; Benini et alii, 2009a,b).

Secondo Martelli et alii (2002), le strutture attive nell'alto Appennino romagnolo sarebbero faglie trascorrenti destre, orientate NE-SO, e faglie normali con direzione NNO-SSE. La presenza di faglie normali in catena era stata suggerita in precedenza da Farabegoli et alii (1991) e Landuzzi (1991). Tali indicazioni in parte si accordano con il meccanismo focale estensionale, con asse di allungamento NE-SO, di due eventi sismici

con ipocentro a circa 10 km, avvenuti il 26/1/2003 presso Santa Sofia ($M=4.3$ e 4.6 , Piccinini et alii, 2009). Tuttavia, la scarsa disponibilità di dati geologico-strutturali e sismologici non permette di riconoscere in modo affidabile il ruolo della tettonica estensionale in questa parte di catena.

Bonini (2007) attribuisce alle faglie normali identificate presso Portico di Romagna il ruolo di strutture secondarie, sviluppate alla sommità di una piega antiforale associata ad un sovrascorrimento attivo (Fig.1.4.3). Secondo questa interpretazione, l'estensione sarebbe dunque ristretta ai livelli più superficiali e subordinata al regime compressivo. Tale regime offrirebbe peraltro una spiegazione plausibile per il sollevamento recente della catena romagnola, messo in luce dall'analisi delle incisioni fluviali e da altri indicatori geomorfologici e sedimentologici (Cerrina Feroni et alii, 2001).

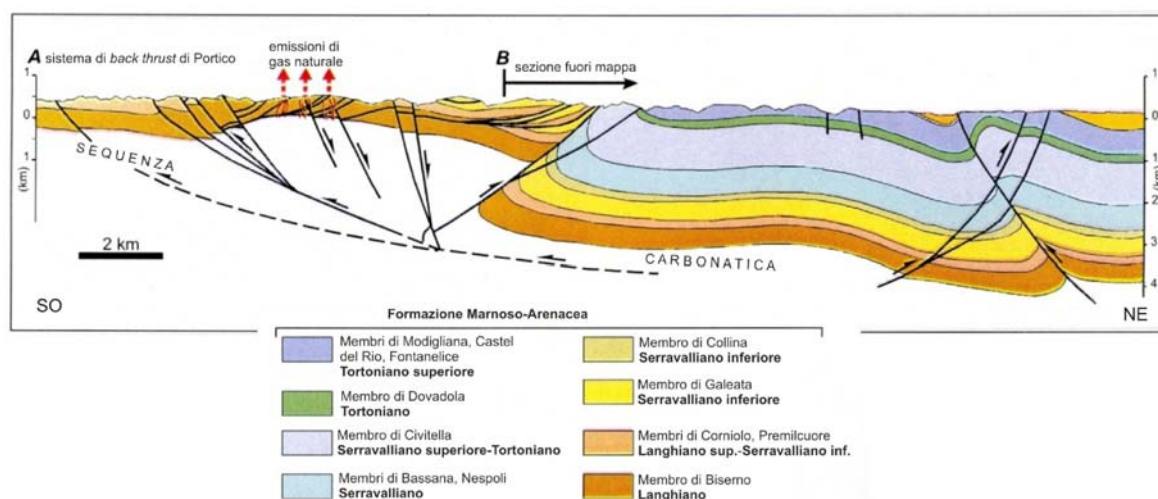


Fig. 1.4.3. Lineamenti tettonici attivi dell'Appennino forlivese (modificato da Bonini, 2007). La traccia della sezione è mostrata in figura 1.4.2. In questa interpretazione l'attività della zona è dominata dal retroscorrimento Portico di Romagna-Santa Sofia, cui è associata una importante piega antiforale. La sommità della piega è dislocata da faglie normali secondarie che favoriscono l'emissione di gas naturale.

La tabella 1.4.1 mostra che nel periodo considerato ci sono state 4 scosse con $M \geq 5.5$ o $I_{max} \geq 8/9$. I tempi di interevento variano tra 76 e 191 anni. L'ultima scossa con $M \geq 5.5$ è avvenuta 94 anni fa (1918). La sismicità recente si è distribuita in modo abbastanza uniforme nella zona considerata (Fig.1.1.5).

Evoluzione geologica recente

Questa zona sismica comprende una vasta

porzione dell'Appennino romagnolo ed è interamente costituita da territorio montuoso e collinare. L'orografia è caratterizzata dall'andamento NO-SE della catena, mentre l'elevazione diminuisce dal crinale principale (al confine tra Toscana ed Emilia Romagna) verso la Pianura padana. Tale crinale è caratterizzato da una successione di picchi (M. Faggiola, M. Gamberaldi, M. Bruno, Alpe di S. Benedetto e M. Falterona) con

elevazione compresa tra 1000-2000 metri, non dissimile dalla quota media dei settori adiacenti. È interessante notare che nella cosiddetta Romagna toscana, tra il Mugello ed il confine regionale, il crinale principale è leggermente più basso del bordo settentrionale del bacino del Mugello (M. Pratone-M. La Faggeta-Femmina Morta), che in quel settore corrisponde allo spartiacque Tirreno-Adriatico. Il versante padano della catena è drenato da un reticolo idrografico piuttosto regolare, formato da numerosi corsi d'acqua sub-paralleli, tra cui il Santerno, Senio, Bidente-Ronco, Savio e Marecchia, probabilmente impostati su lineamenti tettonici come ricordato sopra (Fig. 1.4.2).

L'assetto strutturale dell'Appennino romagnolo è caratterizzato dall'impilamento di varie scaglie tettoniche orientate a NO-SE, che formano una tipica catena a pieghe e sovrascorrimenti. Affiorano soprattutto le unità originate dal raccorciamento del Dominio Umbro-Marchigiano, qui rappresentato dalle torbiditi di avanfossa della Formazione Marnoso-Arenacea (Burdigaliano superiore-Tortoniano). L'evoluzione paleogeografica e tettonica dell'avanfossa romagnola durante le varie fasi tettoniche mioceniche è descritta in dettaglio da Martelli et alii (2002).

Al bordo sud-occidentale del settore, poco più a nord del Mugello, le unità di avanfossa del Dominio Toscano (Cervarola-Falterona) sovrascorrono la unità della Marnoso-Arenacea. Queste ultime sono coperte, presso il bordo nord-orientale, dai depositi Messiniani evaporitici (Vena del Gesso) e post-evaporitici, cui seguono i sedimenti

marini del Pliocene-Pleistocene inferiore e le coperture quaternarie.

Un aspetto peculiare dell'Appennino romagnolo è la completa assenza delle unità liguri tra il lineamento del Sillaro e la Val Marecchia (Fig.1.4.2). Questo settore della catena rappresenta quindi una finestra tettonica la cui copertura (originariamente spessa 2000-4000 m) è stata completamente smantellata, mettendo in luce le strutture tettoniche sottostanti (Cerrina Feroni et alii, 2001). Molteplici indicatori sedimentologici e geomorfologici (Argnani et alii, 1997, 2003; Bartolini, 1999, 2003; Cerrina Feroni et alii, 2001; Balestrieri et alii, 2003) suggeriscono che gran parte di tale smantellamento sarebbe avvenuto dal Pleistocene medio, a causa della accentuata erosione indotta dal forte sollevamento della catena. Questa evidenza costituisce un importante supporto dell'ipotesi che la tettonica recente di questo settore di catena sia stata determinata dalla compressione longitudinale qui proposta (descritta in Mantovani et alii, 2011) ipotesi è la presenza di lineamenti compressivi recenti, orientati in senso NE-SO e quindi trasversali agli usuali fronti di accavallamento appenninici. Nel settore in esame, un esempio in tal senso è costituito dalla linea del Sillaro (Fig.1.4.2), che potrebbe rappresentare la traccia della superficie di sottoscorrimento della Marnoso-Arenacea al di sotto della copertura liguride (Cerrina Feroni et alii, 2001; Boccaletti e Martelli, 2004; Boccaletti et alii, 2010).

1.5 Alta Valtiberina

Sismotettonica

Le deformazioni geologiche più recenti e la relativa attività sismica in questa zona sono imputabili al meccanismo tettonico descritto in Mantovani et alii (2011) e illustrato nelle figure 1.1.1 e 1.3.3. Solo la porzione nord-occidentale di questa fossa, corrispondente all'alto corso del Tevere, appartiene alla Toscana (Fig.1.5.1). Tuttavia, le caratteristiche sismotettoniche ed il fatto

che i terremoti forti con epicentro in Umbria possono avere conseguenze importanti in Toscana ci hanno indotto a includere nella zona sismica adottata anche la prosecuzione di questa fossa nell'adiacente regione umbra. La geometria assunta per questa zona è basata sulla distribuzione spaziale dei terremoti storici e strumentali, la posizione dei principali sistemi di faglie attive e le caratteristiche del meccanismo tettonico

proposto.

Nella parte toscana dell'Alta Valtiberina, la struttura tettonica più evidente è il bacino di Sansepolcro-Città di Castello, un *graben* asimmetrico largo circa 10 km e lungo 20 km, riempito con sedimenti quaternari (e.g., Delle Donne et alii, 2007; Brozzetti et alii, 2009). Tale bacino è limitato ad ovest da due sistemi di faglie normali (Città di Castello e Monterchi), orientate circa NO-SE ed inclinate di 25°-50° verso NE (Figg.1.5.2 e 1.5.3), il cui rigetto complessivo è di alcune centinaia di metri.

Alcuni autori (Delle Donne et alii, 2007; Sani et alii, 2009) indicano come faglia di Anghiari la porzione della faglia di Città di Castello posta a nord di Citerna. Altre faglie con le stesse caratteristiche e rigetto da 300 a

600 metri (M. Santa Maria Tiberina e M. Favalto) affiorano ancora più ad ovest, interessando il substrato pre-neogenico. Sul lato orientale, il bacino suddetto è limitato da due sistemi di faglie normali (Sansepolcro e Parnacciano) orientate tra NO-SE e ONO-ESE ed immergenti ad alto angolo verso SO/SSO (Fig.1.5.2).

L'interpretazione dei profili sismici che attraversano il bacino Sansepolcro-Città di Castello (e.g., Finetti et alii, 2005; Delle Donne et alii, 2007; Brozzetti et alii, 2009) ha permesso di identificare anche in questo settore la Faglia Tiberina, descritta nello schema di figura 1.1.2, contro la quale terminano tutte le faglie normali est e ovest vergenti citate sopra.

In superficie tale discontinuità corrisponde

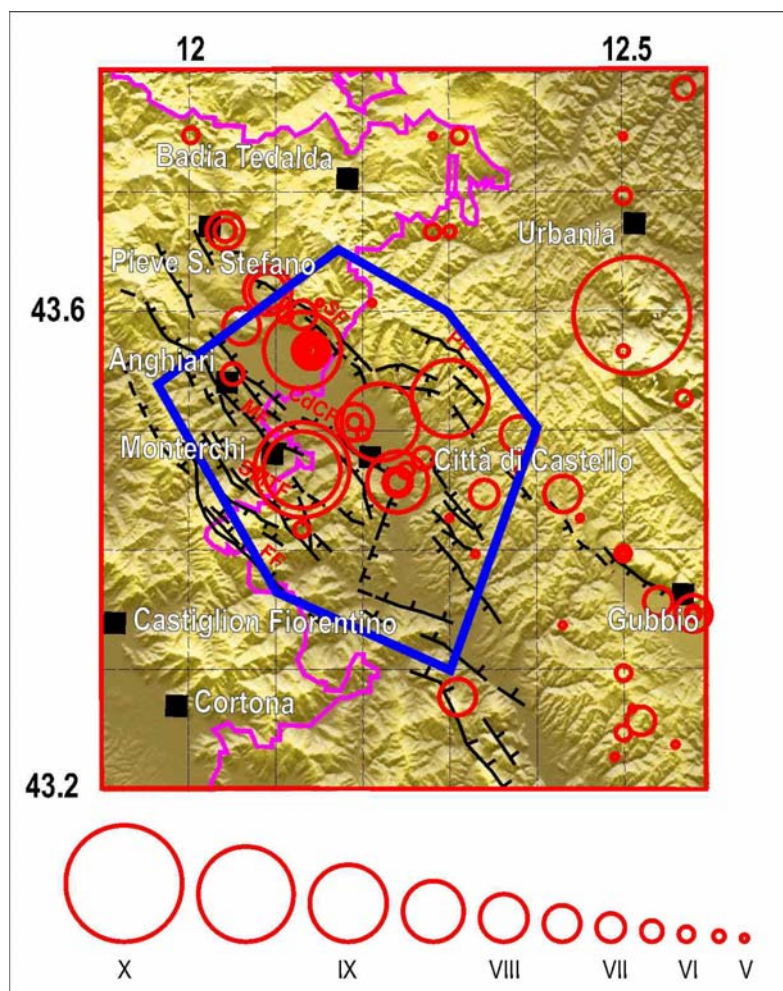


Fig. 1.5.1 Zona sismica 4: Alta Valtiberina. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig 1.5.2), sono in nero. Si assume che una scossa con $I_{max}=9/10$ può avvenire in qualsiasi punto della zona considerata (contorno blu). Questa ipotesi è consistente con il fatto che le scosse forti avvenute in questa zona hanno prevalentemente colpito segmenti di faglia distinti. Vedi didascalia di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità Io (Imax) | T (anni) |
|-------------|-----------|-----------|-----------------------------|-----------------|------------------|----------------|---------------------|-----------|
| 1269 | 6 | 17 | Badia Sucaselli | 43.59 | 12.06 | 5.4 | 7.5 | |
| 1270 | | | Sansepolcro | 43.57 | 12.14 | 5.4 | 7.5 | 1 |
| 1352 | 12 | 25 | Monterchi | 43.47 | 12.13 | 6.4 | 9 | 83 |
| 1353 | 1 | 1 | Sansepolcro | 43.57 | 12.13 | - | 9 | 0 |
| 1389 | 10 | 18 | Bocca Serriola | 43.53 | 12.30 | 6 | 9 | 37 |
| 1458 | 4 | 26 | Valtiberina | 43.46 | 12.24 | 5.8 | 8.5 | 69 |
| 1458 | 5 | 1 | Città di Castello | 43.46 | 12.24 | 4.7 | 6 (7) | 0 |
| 1484 | | | Sansepolcro | 43.57 | 12.14 | 5.1 | 7 | 26 |
| 1489 | | | Sansepolcro | 43.57 | 12.14 | 5.1 | 7 | 5 |
| 1558 | 2 | 9 | Alta Valtiberina | 43.51 | 12.19 | 5.1 | 7 (7.5) | 69 |
| 1559 | 4 | 11 | Sansepolcro | 43.62 | 12.09 | 5.3 | 8 | 1 |
| 1693 | 2 | 4 | Alta Valtiberina | 43.45 | 12.34 | 4.9 | 6.5 (7) | 134 |
| 1694 | 4 | 8 | Alta Valtiberina | 43.62 | 12.09 | 5.1 | 7 (7.5) | 1 |
| 1789 | 9 | 30 | Alta Valtiberina | 43.51 | 12.22 | 5.8 | 9 | 96 |
| 1897 | 12 | 18 | Appennino Umbro-Marchigiano | 43.5 | 12.38 | 5.1 | 7 (7.5) | 108 |
| 1917 | 4 | 26 | Valtiberina | 43.47 | 12.13 | 5.9 | 9.5 | 19 |
| 1948 | 6 | 13 | Valtiberina | 43.6 | 12.13 | 5.1 | 7 | 31 |

Tab. 1.5.1. Lista dei terremoti principali ($I_{max} \geq 7$) avvenuti dopo il 1000 nella zona delimitata in figura 1.5.1. Vedi didascalia della tabella 1. 2.1.

alla faglia di M. Favalto, orientata NO-SE (Fig.1.5.3). In profondità, la geometria della faglia Tiberina è del tipo “flat and ramp”, con settori relativamente più inclinati (circa

30°), raccordati da settori quasi orizzontali (< 10°). La profondità del piano di scorrimento è di 2-3 km sotto il bacino e raggiunge circa 8 km ad est della faglia di Parnacciano.

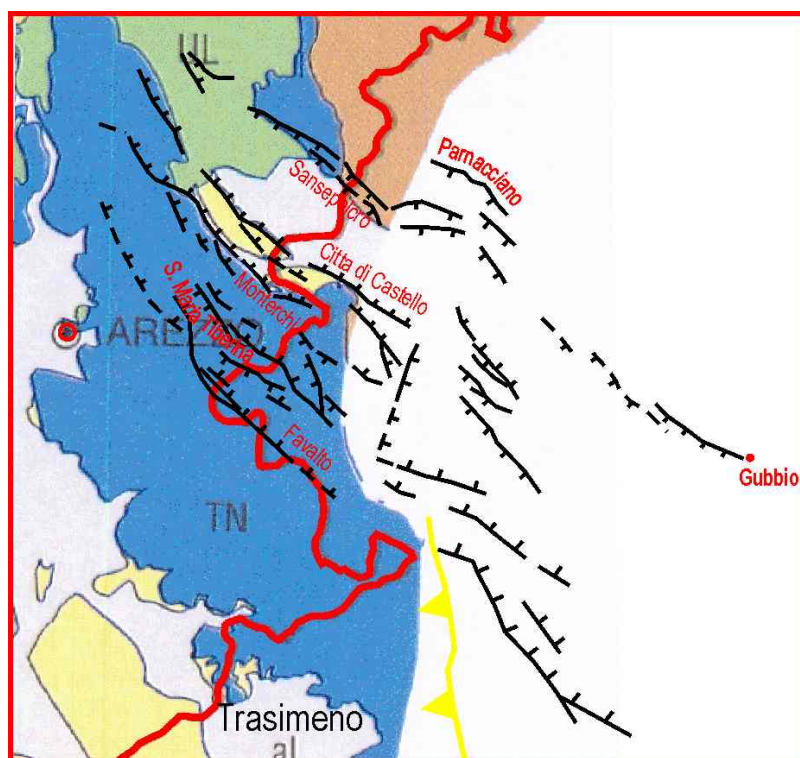


Fig. 1.5.2. Schema geologico (da Carmignani e Lazzarotto, 2004) e lineamenti tettonici (Delle Donne et alii, 2007; Sani et alii, 2009) dell’Alta Valtiberina e zone adiacenti. La linea gialla con triangoli indica il sovrascorrimento delle unità toscane (Cervarola-Falterona) sulle unità romagnole (Marnoso-Arenacea). al=depositi alluvionali recenti, TN=Unità toscane (prevalentemente torbiti di avanfossa Cervarola-Falterona), UL=Unità liguri. Vedi didascalia di figura 1.2.2.

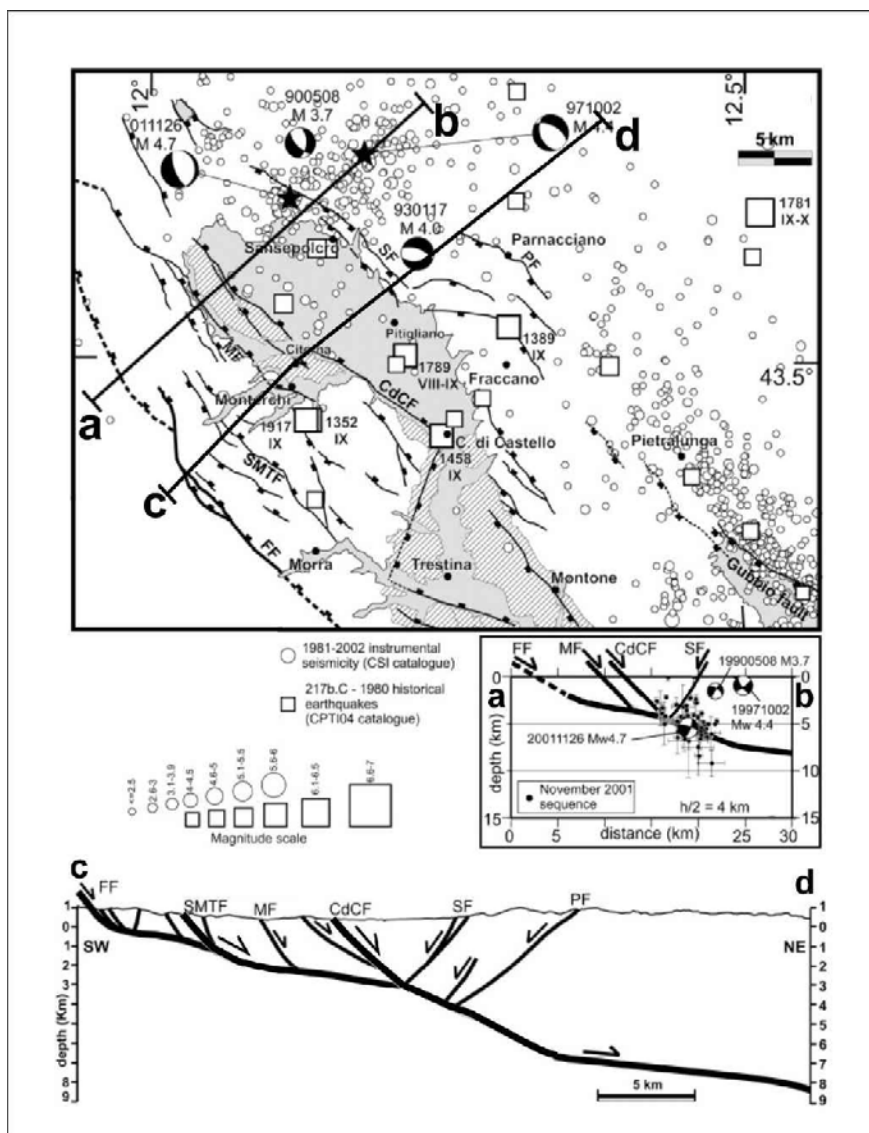


Fig. 1.5.3 Schema sismotettonico dell'Alta Valtiberina toscana (modificato da Brozzetti et alii, 2009). Il bacino di Sansepolcro-Città di Castello è indicato in grigio; mentre il tratteggio evidenzia i depositi fluvio-lacustri del Pleistocene inferiore-medio. La sismicità storica e strumentale è indicata rispettivamente da cerchi e quadrati. Per le scosse storiche più forti sono indicati l'anno e l'intensità massima. Per i terremoti più recenti (stelle) è riportata la data, la magnitudo ed il meccanismo focale. Le linee ab e cd sono le tracce delle sezioni verticali riportate sotto la carta. Faglie principali: CdCF= Città di Castello, FF= M. Favalto, MF= Monterchi, PF=Parnacciano, SF= Sansepolcro, SMTF= M. Santa Maria Tiberina.

La potenzialità sismogenetica della Faglia Tiberina è oggetto di dibattito, a causa della sua bassa inclinazione (e.g., Collettini e Barchi, 2002). In ogni caso, l'attività delle faglie sintetiche ed antitetiche ad essa associate è chiaramente indicata dalla distribuzione degli epicentri dei terremoti principali in figura 1.5.1.

Dall'elenco delle scosse principali (Tab.1.5.1) risulta che dall'anno 1000 sono avvenute 6 scosse di $M \geq 5.5$ o $I_{max} \geq 8/9$, di cui 4 prima del 1500, e 17 scosse con $I_{max} \geq 7$. Per i terremoti più forti i tempi di

interevento sono compresi tra meno di un anno e 331 anni. Dall'ultima scossa di $M \geq 5.5$ sono passati 95 anni e dall'ultima di $M \geq 5$ gli anni trascorsi sono 63. L'intensità massima risentita in questa zona è 9/10 (1917).

L'attività sismica recente (Fig.1.1.5) è più marcata nella zona dove sono localizzate le principali scosse storiche.

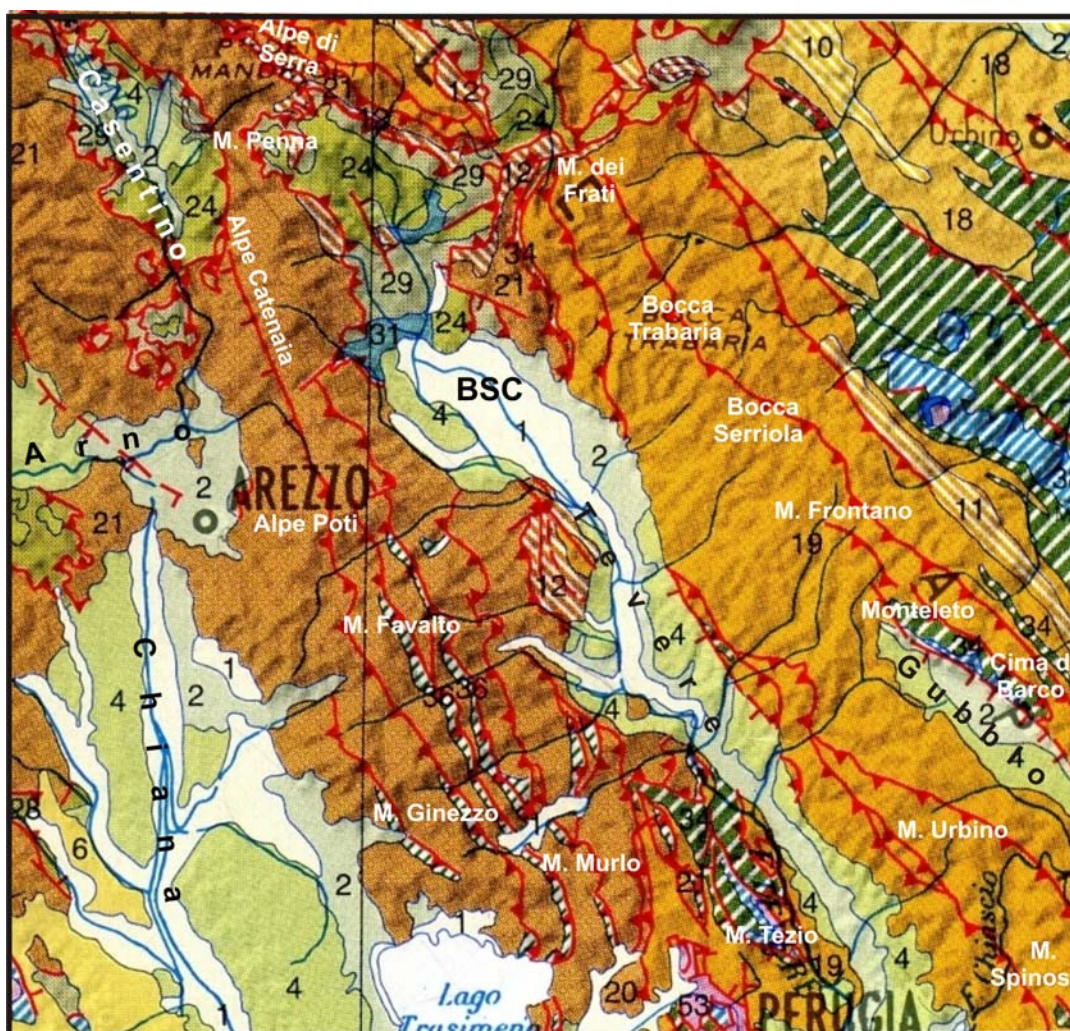
Evoluzione geologica recente

La dorsale che borda ad ovest la Val Tiberina è impostata sulle unità tettoniche del

Dominio Toscano (Figg.1.5.2 e 1.5.4). In affioramento prevalgono le torbiditi dell'avanfossa miocenica (Cervarola-Falterona), mentre le sottostanti unità pelagiche emergono in fasce sottili presso i fronti di sovrascorrimento. Ad est della Val Tiberina la geologia è dominata dalle unità di avanfossa del Dominio umbro-marchigiano (Marnoso-Arenacea). Il fronte di sovrascorrimento della Falda toscana sulle Unità umbro-marchigiane è riconoscibile sul terreno solo per un breve tratto tra il Lago Trasimeno e Perugia (Fig.1.5.4). La copertura liguride, con associati elementi ofiolitici, affiora solo a nord del bacino di Sansepolcro-Città di Castello, mentre si presume che il substrato della Val Tiberina sia costituito

dalle unità della Falda toscana sovrascorse sulle formazioni umbro-marchigiane (e.g., Brozzetti et alii, 2009).

In sintesi, l'assetto strutturale del settore in esame è dominato da numerosi sovrascorrimenti, sub-paralleli e orientati circa NO-SE, generati durante le fasi di costruzione della catena. Nel Pleistocene inferiore è cominciata l'estensione crostale responsabile della formazione degli attuali bacini della Val Tiberina e di Gubbio, come indicato dalla sedimentazione fluvio-lacustre di tali depressioni, che sembra essere stata direttamente controllata dall'attività delle faglie normali principali (e.g., Menichetti, 1992; De Paola et alii, 2006; Delle Donne et alii, 2007; Brozzetti et alii, 2009).



ig. 1.5.4. Schema geologico dell'Alta Valtiberina e dintorni (modificato da Compagnoni e Galluzzo, 2004). 1, 2 e 4 = Depositi continentali quaternari; 6 = Depositi marini plio-pleistocenici; 10, 11 e 12 = Depositi mio-pleiocenici di thrust-top (Dominio umbro-marchigiano); 18 e 19, = Unità di avanfossa (Dominio umbro-marchigiano); 20 e 21 = Unità di avanfossa (Dominio toscano); 24, 28 e 29 = Unità liguri; 31 = Ofioliti inglobate nelle Unità liguri; 34 = Unità pelagiche (Dominio toscano); 36 e 38 = Unità pelagiche (Dominio umbro-marchigiano); 53=Evaporiti triassiche. BSC = Bacino di Sansepolcro-Città di Castello.

1.6 Chianti-Montagnola Senese

Sismotettonica

La sismicità, le principali caratteristiche tettoniche e la geometria adottata per questa zona sono riportate nella figura 1.6.1. Le scosse principali ($I_{max} \geq 7$) sono elencate in tabella 1.6.1.

Come descritto in Mantovani et alii (2011) ed illustrato nella figura 1.1.1, le deformazioni in atto e la relativa sismicità della toscana interna sono considerate effetti

della deformazione che le dorsali pre-neogene presenti in questa zona, con particolare riferimento alle dorsali Chianti-Rapolano-Cetona e Medio Toscana (Fig.1.6.2), subiscono in risposta alla compressione longitudinale indotta dalla spinta della parte interna tirrenica dell'Appennino centro-meridionale (Mantovani et alii, 2009a).

La dorsale Medio Toscana (Fig.1.6.2)

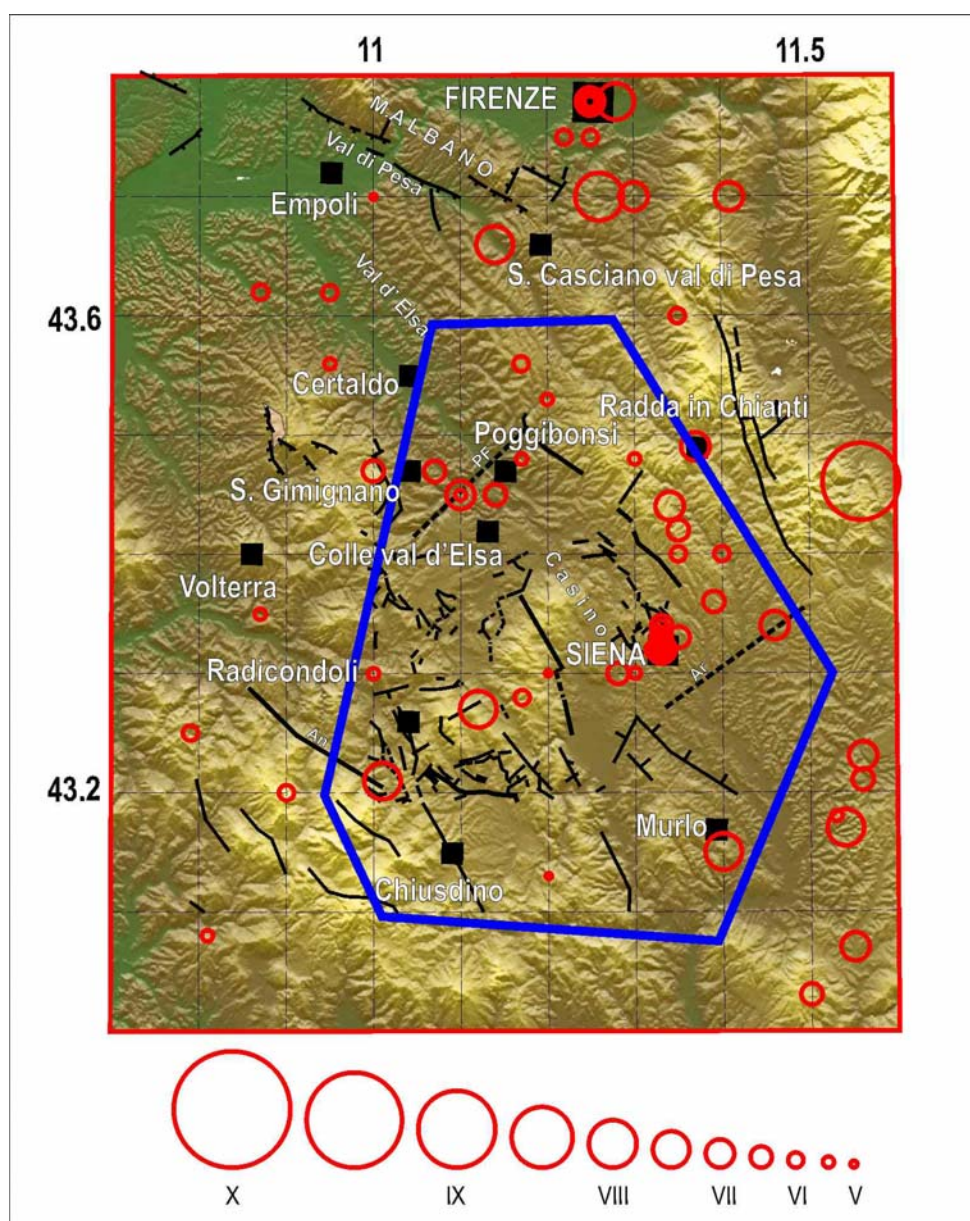


Fig. 1.6.1. Zona sismica 5: Chianti-Montagnola Senese. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig.1.6.3), sono in nero. Si assume che una scossa con $I_{max}=7/8$ può avvenire in qualsiasi punto della zona considerata (contorno blu). Vedi didascalia di figura 1.2.1.

affiora in modo discontinuo dalle Alpi Apuane al Monte Argentario ed è caratterizzata dalla presenza di unità metamorfiche derivate dal seppellimento delle successioni del dominio toscano (e.g., Costantini et alii, 1988; Liotta, 2002). Nella zona considerata, questa dorsale è bordata da bacini neogenici (Era, Volterra e Radicondoli-Chiusdino sul lato occidentale, Elsa, Casino e

Siena sul lato orientale).

Faglie normali sepolte, di età variabile dal Miocene superiore al Pliocene sono identificate entro il bacino dell'Elsa dall'analisi di sezioni sismiche (Pascucci et alii, 2007). Per giustificare la differente evoluzione tettonica e stratigrafica dei bacini dell'Elsa e del Casino, è ipotizzata la presenza di una discontinuità antiappenninica sepolta

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Maw) | Intensità Io (Imax) | T (anni) |
|-------------|----------|----------|----------------------------|-----------------|------------------|-----------------|---------------------|-----------|
| 1320 | 12 | 16 | Siena | 43.32 | 11.33 | 5.1 | 7 | |
| 1414 | 8 | 7 | Toscana Occidentale | 43.27 | 11.12 | 5.6 | 7.5 | 94 |
| 1724 | 12 | 11 | Travale | 43.21 | 11.01 | 5.1 | 7 (7.5) | 310 |
| 1741 | 10 | 1 | Siena | 43.32 | 11.33 | 5.1 | 7 | 17 |
| 1798 | 5 | 26 | Siena | 43.34 | 11.46 | 4.7 | 6 (7) | 57 |
| 1804 | 10 | 18 | Val d'Elsa | 43.45 | 11.11 | 4.9 | 6.5 (7) | 6 |
| 1869 | 9 | 26 | Val d'Elsa | 43.45 | 11.11 | 4.9 | 6.5 (7) | 65 |
| 1907 | 12 | 20 | Radda in Chianti | 43.49 | 11.37 | 4.6 | 6 (7) | 38 |
| 1909 | 8 | 25 | Murlo | 43.15 | 11.4 | 5.4 | 7.5 | 2 |
| 1911 | 9 | 13 | Chianti | 43.44 | 11.34 | 5.2 | 7 | 2 |

Tab. 1.6.1. Lista dei terremoti principali ($I_{max} \geq 7$) avvenuti dopo il 1000 nella zona sismica Chianti-Montagnola Senese. Vedi didascalia della tabella 1.2.1.

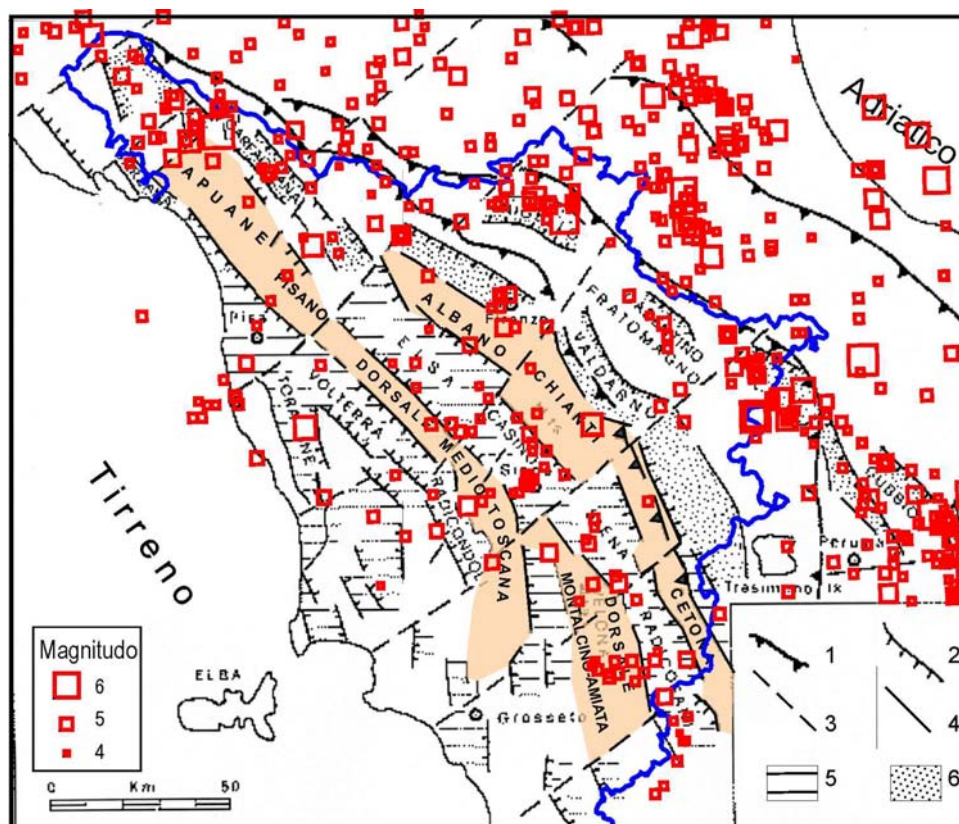


Fig. 1.6.2. Dorsali pre-neogeniche e bacini neogenici della Toscana (modificata da Martini e Sagri, 1993). Gli epicentri dei terremoti sono indicati dai simboli rossi; in blu il confine regionale. Principali elementi tettonici: 1) fronti di sovrascorrimento, 2) faglie normali, 3) lineamenti tettonici trasversali presunti, 4) faglie normali secondarie, 5) bacini formati dal tardo Miocene al Pliocene inferiore, 6) bacini intermontani Plio-Pleistocenici.

(Bossio et alii, 2000), che si svilupperebbe nella direzione Castel S.Gimignano-Poggibonsi (Fig.1.6.3).

Nei dintorni di Siena sono presenti numerose fratture che interessano i sedimenti miocenici e pliocenici (Costantini et alii, 2009). Però, l'attività recente di tali lineamenti, per lo più di modesta entità, è

molto dubbia e quindi sembra difficile attribuire a tali faglie la sismicità risentita in questa zona. Più rilevanti sono invece le faglie normali riportate su entrambi i lati della Montagnola Senese (termine con cui è generalmente identificata la parte settentrionale della dorsale Medio-Toscana, Fig.1.6.3).

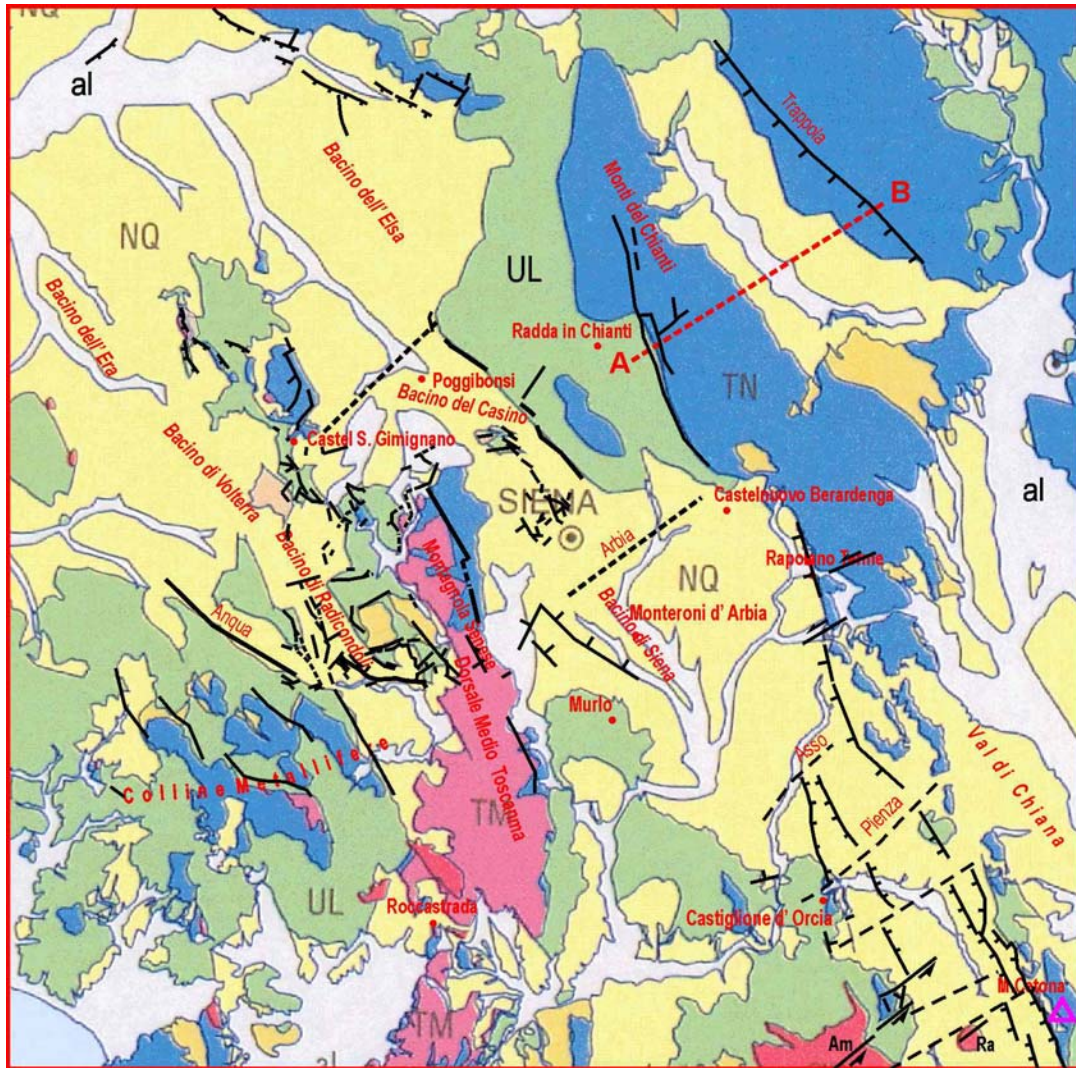


Fig. 1.6.3 Schema geologico (da Carmignani e Lazzarotto, 2004) e lineamenti tettonici della zona Chianti-Montagnola senese. al = depositi quaternari, NQ = successioni dei bacini neotettonici (Miocene superiore-Pliocene), TM = Unità toscane metamorfiche, TN = Unità toscane non metamorfiche, UL = Unità liguri. Am, Ra = complessi vulcanici dell'Amiata e di Radicofani. La linea AB è la traccia della sezione verticale illustrata in figura 1.6.4. Vedi didascalia di figura 1.2.2.

Faglie recenti, di tipo prevalentemente normale, sono riconosciute ai bordi e all'interno della dorsale del Chianti (Fig. 1.6.3). A nord di Siena, una frattura orientata NO-SE separa il bacino miocenico del Casino

dalle unità Liguridi. Un sistema di faglie NNO-SSE disloca le unità della Falda Toscana a NE di Radda in Chianti, mentre la prosecuzione verso sud dello stesso sistema di faglie, tra Radda e Castelnuovo Berardenga,

separa le unità toscane e liguri. Dopo una breve interruzione, tale sistema continua a sud di Castelnuovo Berardenga, dove sono riconosciute faglie normali al bordo tra unità toscane e sedimenti del bacino di Siena e faglie trascorrenti sinistre circa NE-SO (Brogi et alii, 2002; Aquè et alii, 2007). La ben nota circolazione idrotermale della zona di Rapolano Terme può essere legata alla presenza di tale sistema di fratture (Brogi e Capezzuoli, 2006).

Secondo Bonini (1999), la dorsale del Chianti si è strutturata nell'ambito di un regime compressivo, attraverso più fasi tettoniche dall'Oligocene superiore alla fine del Pliocene. Secondo tale interpretazione molti dei lineamenti riportati in figura 1.6.3, come la frattura che divide la dorsale a nord di Castelnuovo Berardenga, sono in realtà fronti di sovrascorrimento. Sebbene Bonini (1999) non riconosca faglie normali significative nei Monti del Chianti, tuttavia ammette che nel Quaternario è cominciato un regime estensionale che ha generato

importanti lineamenti come le faglie di Rapolano Terme, del Monte Cetona (alcune decine di chilometri a sud della zona in esame) e della Trappola, presso il bordo orientale del bacino del Medio Valdarno.

Altri autori (e.g., Liotta, 1991; Pascucci et alii, 2007) ritengono che l'apparente interruzione della dorsale del Chianti a nordest di Castelnuovo Berardenga (Fig. 1.6.3) potrebbe essere indizio della presenza di un lineamento profondo NE-SO, denominato "Arbia-Val Marecchia", le cui caratteristiche (geometria, cinematica e potenzialità sismogenetica) sono comunque incerte.

La sismicità storica (Fig.1.6.1) sembra interessare sia le zone di dorsale che le depressioni tra esse comprese, mentre la sismicità strumentale (Fig.1.1.5) è principalmente concentrata nella dorsale del Chianti, nell'adiacente bacino dell'Elsa, nella dorsale Medio-Toscana e nel vicino bacino di Radicondoli.

Complessivamente, nella zona in esame

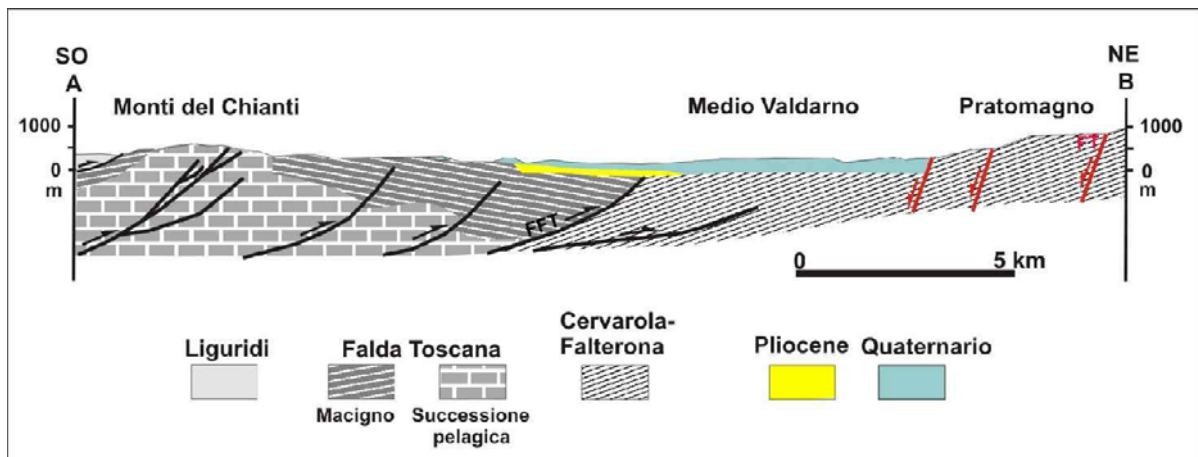


Fig. 1.6.4. Sezione geologica schematica dai Monti del Chianti al Pratomagno, attraverso il bacino del Medio Valdarno (modificata da Bonini, 1999). La traccia della sezione è indicata in figura 1.6.3. FT = Faglia della Trappola, FFT = Fronte della Falda Toscana. Le linee nere e rosse indicano rispettivamente sovrascorrimenti e faglie normali.

sono documentate 10 scosse con $I_{max} \geq 7$. L'intensità massima risentita (7/8) è stata raggiunta da quattro scosse (1414, 1724, 1812, 1909) localizzate nella parte meridionale della zona in esame.

Una considerazione a parte va dedicata alla scossa del 13/4/1558 nella dorsale del Chianti (Val d'Ambra), che nel precedente catalogo (CPTI04) era valutata di $I = 6/7$ ($M=5$) ma

che è stata poi rivalutata ($I=9$, $M=5.8$) dal nuovo catalogo (CPTI11). Nonostante questa scossa non sia molto distante dalla zona 5, abbiamo ritenuto opportuno per il momento non inserirla nella zona citata, in attesa di chiarire la sua attendibilità ed eventualmente il suo significato tettonico, anche considerando che è situata ai margini di una valle (Valdarno medio) che non presenta altre

manifestazioni sismiche importanti.

L'intervallo tra le scosse di $M \geq 5$ è molto irregolare, essendo compreso tra 2 e 310 anni. Il tempo trascorso dall'ultima scossa è di oltre 100 anni.

Evoluzione geologica recente

Nelle dorsali morfologiche affiorano i terreni pre-neogenici: unità del basamento crostale pre-triassico, unità toscane metamorfiche, unità (non metamorfiche) della Falda Toscana e unità liguri (Fig.1.6.3, e.g., Cornamusini et alii, 2002; Brogi et alii, 2003; Aldinucci et alii, 2005; Nirta et alii, 2005; Costantini et alii, 2009). Tra le dorsali pre-neogeniche si trovano numerosi bacini sedimentari (continentali e marini) sviluppati dal Miocene superiore al Pliocene: Radicondoli, Elsa, Casino e Siena (e.g. Ambrosetti et alii, 1978; Bossio et alii, 1998). Tali bacini sono generalmente interpretati come fosse tettoniche controllate dall'attività di sistemi di faglie normali ad alto angolo (e.g. Costantini et alii, 1982; Martini e Sagri, 1993, 2001), sebbene esistano interpretazioni alternative (e.g., Bonini e Sani, 2002). La segmentazione dei bacini è talora attribuita alla presenza di lineamenti tettonici profondi, orientati in senso trasversale rispetto alle fosse (e.g., Pascucci et alii, 2007 e riferimenti).

Un fenomeno importante nella zona in esame è il forte sollevamento che gran parte della Toscana meridionale sembra aver subito, seppur in modo differenziato, dal Pliocene medio. Un esempio di tale fenomeno è dato dalla posizione dei terreni pliocenici, che attualmente si trovano molto sopra al livello del mare, sino a quote di 700-800 metri (e.g., Bossio et alii, 1996). Localmente, tale sollevamento potrebbe essere spiegato con la deformazione della crosta indotta dalla messa in posto dei corpi magmatici plio-pleistocenici, come i plutoni delle Colline Metallifere ed il vulcano dell'Amiata (e.g., Marinelli et alii, 1993; Finetti, 2006).

1.7 Altre potenziali zone sismiche minori

Come risulta chiaramente dalle figure 1.1.4 e 1.1.5, l'attività sismica in Toscana si è verificata anche fuori dalle 5 zone

Tuttavia, una plausibile interpretazione del sollevamento a scala regionale è fornita dal meccanismo della compressione longitudinale trasmessa nella parte interna della catena appenninica, come discusso ampiamente in Mantovani et alii (2011) e sinteticamente nel paragrafo precedente (e.g., Viti et alii, 2004, 2006; Mantovani et alii, 2009a,b).

La geologia dell'area del Chianti è caratterizzata dall'affioramento di unità tettoniche della Falda Toscana e del complesso delle Liguridi. La dorsale del Chianti Rapolano-Cetona è parte di una estesa struttura pre-neogenica che può essere tracciata dal M. Orsaro in Lunigiana sino al bordo settentrionale del complesso vulcanico laziale. Il bordo orientale di questa struttura definisce l'accavallamento delle unità toscane sulle torbiditi di avanfossa Cervarola-Falterona (e.g., Giannini et alii, 1962; Fazzuoli et alii, 1994; Pandeli et alii, 1994; Boccaletti e Sani, 1998).

Vari autori (e.g., Elter e Sandrelli, 1994; Bonini, 1999) riconoscono una tettonica compressiva polifasata della Falda Toscana, espressa da piegamenti con asse circa NNO-SSE. La generazione di tali pieghe è probabilmente connessa all'attività di sovrascorrimenti profondi che affiorano nella zona di catena e sono invece sepolti nel bacino del Medio Valdarno. Un esempio in tal senso è rappresentato dal fronte della Falda Toscana, che segna la sovrapposizione delle unità toscane torbiditiche (Macigno) sui depositi di avanfossa della Formazione Cervarola-Falterona (Fig.1.6.4). Come discusso nel paragrafo precedente, l'età delle suddette deformazioni compressive è ancora dibattuta. In ogni caso, il regime tettonico più recente (e presumibilmente ancora attivo) è di carattere estensionale, come indicato dalle faglie normali quaternarie, particolarmente evidenti lungo il bordo occidentale del bacino del Medio Valdarno.

sismogeniche discusse sopra. Tale attività però è prevalentemente costituita da scosse con $I_{max} < 8$ e $M < 5.5$, spesso molto remote

nel tempo. L'intensità 8 o la magnitudo 5.5 è stata superata solo in 4 casi (1293 Pistoia, 1414 Toscana occidentale, 1558 Vald'Ambra, 1846 Orciano Pisano). Inoltre, per le aree in oggetto le caratteristiche tettoniche non sono sufficientemente definite per individuare una possibile geometria di zone sismogeniche, come è stato proposto per i 5 settori discussi sopra. Per alcune aree, come i bacini di Pistoia-Firenze e del Casentino, la morfologia tipica di una fossa tettonica potrebbe indurre a identificare tale struttura

come una possibile sorgente sismogenetica, ma le caratteristiche della sismicità passata e l'attività tettonica recente non sembrano confortare tale interpretazione. Comunque, essendo difficile escludere una potenzialità sismogenetica di tali settori, riteniamo utile riportare per alcune di esse informazioni analoghe a quelle riportate per le 5 zone discusse sopra, rinunciando comunque alla identificazione di contorni precisi e quindi alla definizione di una Imax unica per le aree in esame.

Appennino pistoiese

Sismotettonica

In base al modello sismotettonico proposto (Fig.1.1.1) la sismicità di questa zona (Fig. 1.7.1 e Tab. 1.7.1) si può imputare al regime

estensionale/transensionale che si sviluppa lungo il bordo interno (toscano) del settore orientale (Bolognese-Modenese) del cuneo TE, implicato in una progressiva estrusione

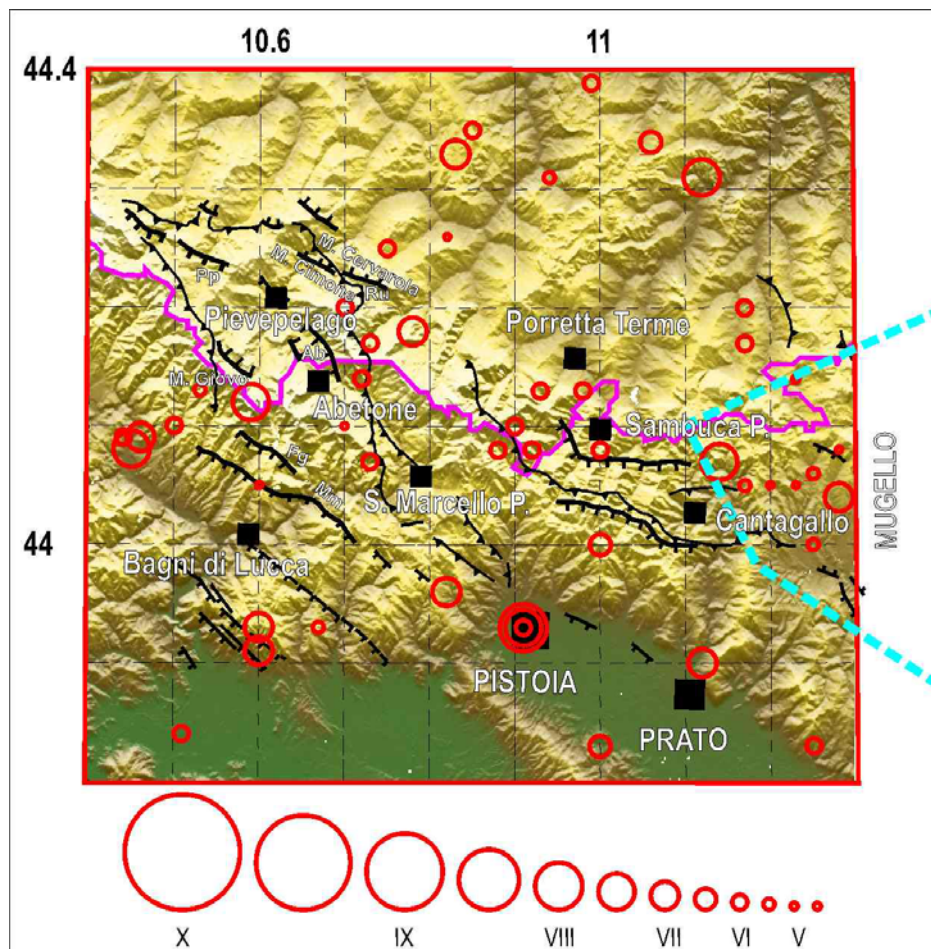


Fig. 1.7.1. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000 nell'Appennino pistoiese e dintorni. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig 1.7.2), sono in nero. La linea celeste tratteggiata indica il confine della zona sismica Mugello. Vedi didascalia di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità Io (Imax) | T (anni) |
|------|------|--------|------------------|-----------------|------------------|----------------|---------------------|----------|
| 1904 | 6 | 10 | Frignano | 44.2 | 10.84 | 5.0 | 6 (7) | |
| 1904 | 11 | 17 | Pistoiese | 43.96 | 10.82 | 5.2 | 7 | 0 |

Tab. 1.7.1. Lista dei terremoti con $I_{max} \geq 7$ avvenuti dopo il 1000 nell'Appennino pistoiese e dintorni. Vedi didascalia di tabella 1.2.1.

verso la zona padana, sotto la spinta longitudinale del cuneo RMU. Questo segmento del margine interno si potrebbe quindi inquadrare come la prosecuzione della fascia tettonica Lunigiana-Garfagnana, con la differenza che in questa zona l'attività tettonica è più ridotta a causa del fatto che la velocità di migrazione del settore orientale di TE verso il dominio padano è minore rispetto a quella della parte occidentale del cuneo. La presenza di un regime estensionale in questa zona è suggerito dalla presenza di faglie normali orientate NO-SE nel settore montano a nord-ovest di Pistoia, dal bordo dei bacini di Lucca-Montecarlo e Pistoia-Firenze sino all'Appennino modenese (Fig.1.7.2).

Particolarmente evidenti sono i sistemi di faglie normali, con immersione verso SO, del Memoriante e della Foggetta che attraversano la Val di Lima (e.g., Fazzuoli et alii, 1998). Tali fratture, che dislocano le strutture compressive della Falda toscana, hanno

contribuito all'esumazione delle strutture mesozoiche della successione toscana, diffusamente affioranti in Val di Lima. Le faglie suddette, non più antiche del Pliocene superiore, sono probabilmente attive poiché tagliano depositi terrazzati pleistocenici.

Altri sistemi di faglie normali recenti sono riconoscibili più a nord, a cavallo del confine regionale (Abetone) e nell'Alto Appennino modenese, tra il M. Cimone ed il M. Cervarola (sistema di Riolunato) e presso Pievepelago (Fig.1.7.2).

La sismicità storica di questa zona si può definire di basso livello, solo 2 scosse con $I_{max} \geq 7$ sono documentate dal 1000 (Tab. 1.7.1). Per il vicino Appennino bolognese è documentata una scossa di $I_{max} = 8$, ma le informazioni sui danni provocati da questo terremoto sono molto scarse, essendo limitate a danni subiti da un muro del castello del paese di Castel di Casio (Baratta, 1983).

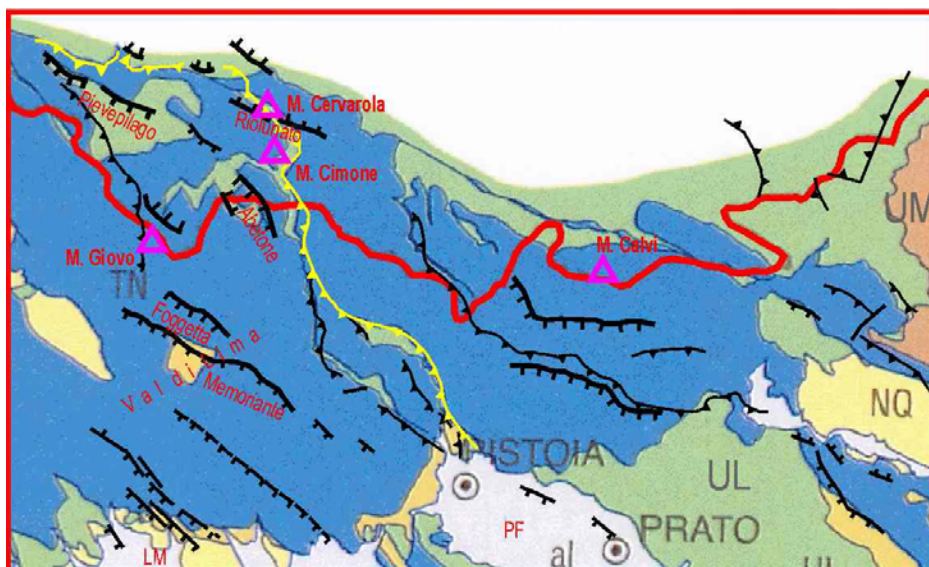


Figura 1.7.2. Schema geologico (da Carmignani e Lazzarotto, 2004) e principali elementi tettonici dell'Appennino pistoiese e dintorni (da Boccaletti e Coli, 1983, Ambrosetti et alii, 1983 e Fazzuoli et alii, 1998). La linea gialla con triangoli indica il Fronte della Falda toscana. Le linee nere con triangoli indicano i principali sovrascorrimenti. Le linee a pettine indicano le principali faglie normali. al = depositi alluvionali recenti, NQ = successioni dei bacini neoaotoctoni (Miocene superiore-Pliocene), TN = Unità toscane non metamorfiche, UL = Unità liguri, UM = Unità Umbro-Marchigiane. Bacini neogenici: LM = Lucca-Montecarlo, PF = Pistoia-Firenze. Vedi didascalia di figura 1.2.2.

Evoluzione geologica recente

Il substrato pre-neogenico è in gran parte costituito dalle unità di avanfossa (torbiditi) della Successione Toscana, mentre le sottostanti unità pelagiche affiorano solo in alcune zone, come in Val di Lima (Fig.1.7.2), dove la tettonica estensionale recente ne ha permesso l'esumazione. Le Liguridi, quasi assenti nel settore in esame, affiorano presso l'Abetone, a nord della dorsale M. Cervarola-M. Calvi e, a sud, al bordo del bacino di

Pistoia-Firenze. L'assetto strutturale della zona è caratterizzato dal cosiddetto Fronte della Falda toscana (e.g., Giannini et alii, 1962; Fazzuoli et alii, 1994), ovvero il sovrascorrimento delle torbiditi del Macigno (unità di avanfossa più interne) sulle torbiditi del Cervarola (più esterne). Tuttavia, come descritto nel paragrafo precedente, i lineamenti tettonici recenti ed attivi sono presumibilmente i sistemi di faglie normali orientati NO-SE.

Casentino

Sismotettonica

L'attività neotettonica, caratterizzata dal forte sollevamento della catena e dallo sprofondamento del settore che ospita l'alto corso dell'Arno, e la relativa sismicità (Fig. 1.7.3) sono imputate al regime estensionale indotto dal meccanismo tettonico che ha generato il bacino del Casentino (Fig.1.3.3). Questa interpretazione descrive la formazione della depressione casentinese come effetto della parziale separazione tra le dorsali

Pratomagno e Alpe di Catenaia, causata dalla compressione longitudinale che ha agito sulla parte settentrionale del cuneo RMU, come descritto in Mantovani et alii (2011). La storia della sedimentazione è simile a quella di altri bacini intermontani toscani, in particolare il Mugello (e.g., Argnani et alii, 2003). Tuttavia, a differenza dei settori vicini, la documentazione sulla tettonica attiva e le sue connessioni con la sismicità è scarsa.

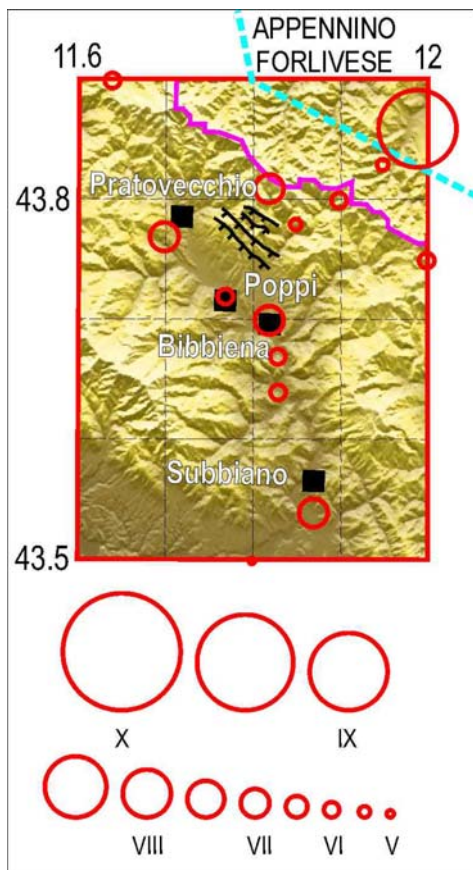


Fig. 1.7.3. I cerchi rossi indicano gli epicentri dei terremoti avvenuti dopo il 1000 nell'area del Casentino. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig. 1.7.4), sono in nero. La linea celeste tratteggiata è il confine della zona sismica Appennino forlivese. Vedi didascalia di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità Io (Imax) | T (anni) |
|------|------|--------|------------------|-----------------|------------------|----------------|---------------------|----------|
| 1504 | 11 | 1 | Bibbiena | 43.7 | 11.82 | 5.1 | 7 | |
| 1729 | 6 | 23 | Casentino | 43.77 | 11.7 | 4.9 | 7 | 225 |
| 1911 | 3 | 26 | Camaldoli | 43.81 | 11.82 | 4.7 | 7 | 182 |

Tab. 1.7.2. Lista dei terremoti con $I_{max} \geq 7$ avvenuti dopo il 1000 nel bacino del Casentino e dintorni. Vedi didascalia di tabella 1.2.1.

In letteratura sono state avanzate varie ipotesi sulla formazione di questa depressione. Boncio et alii (2000) suggeriscono la presenza di una faglia normale al bordo sud-occidentale del bacino, senza peraltro fornire evidenze dirette a supporto. Lo studio di Fazzini (1964) sul versante nord-orientale del Casentino individua invece diverse faglie normali tra il fondovalle e lo spartiacque appenninico. Tali

fratture, generate nell'ultima fase evolutiva, sono orientate NO-SE ed immergono ad alto angolo verso sud-ovest. Una disposizione a gradinata di tali faglie normali è riconoscibile tra Pratovecchio e la Foresta di Camaldoli (Fig.1.7.4). Anche Martini e Sagri (1993) ipotizzano che la *master fault* del presunto semi-graben del Casentino si trovi sul bordo occidentale del bacino.

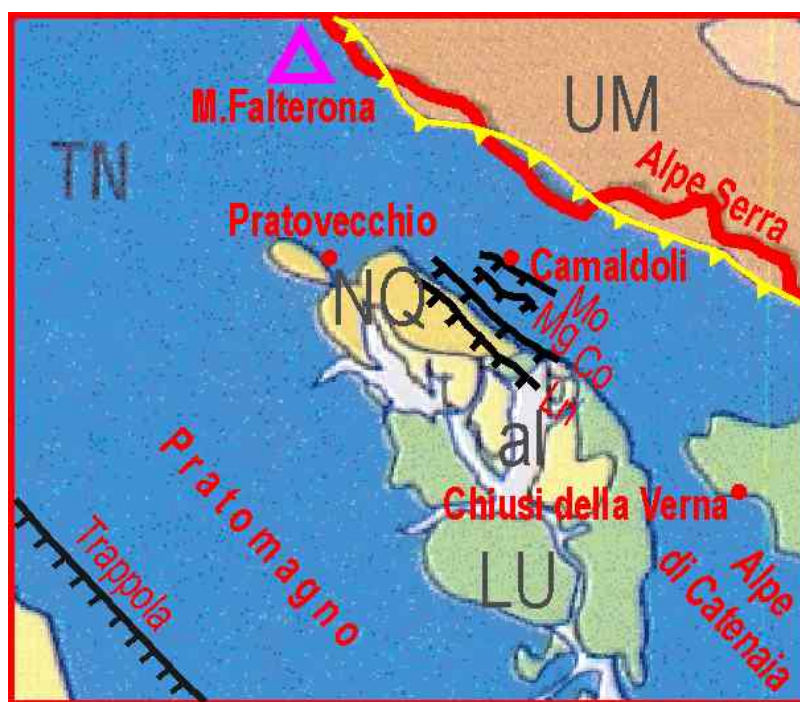


Fig. 1.7.4. Schema geologico (da Carmignani e Lazzarotto, 2004) e principali lineamenti tettonici dell'area del Casentino e dintorni. La linea gialla con triangoli indica il sovrascorrimento delle unità toscane (Cervarola-Falterona) sulle unità romagnole (Marnoso-Arenacea). al=depositi alluvionali recenti, LU=Unità liguri, NQ=successioni dei bacini neoautoctoni, TN=Unità toscane (prevalentemente torbiti di avanfossa Cervarola-Falterona), UM=Unità umbro-marchigiane-romagnole (prevalentemente torbiditi della Marnoso-Arenacea). Le linee nere a pettine evidenziano il sistema a gradinata di faglie normali recenti tra Pratovecchio e la Foresta di Camaldoli (Ln=faglia di Lierna, Co=Corniolino, Mg=Moggiona, Mo=Montanino; da Fazzini, 1964). Vedi didascalia di figura 1.2.2.

La presenza di faglie normali attive è suggerita anche dal meccanismo focale di terremoti recenti, come la sequenza di 39

piccole scosse ($M < 2.3$) avvenuta nell'ottobre 2005 presso Chiusi della Verna, vicino allo spartiacque tra Casentino e Val Tiberina

(Piccinini et alii, 2009). Per questa sequenza, l'asse di estensione risulta essere NO-SE. L'assenza di un terremoto forte in questa sequenza limita però il potere vincolante di tale informazione. Si può comunque notare che i terremoti recenti avvenuti a nord e a sud del Casentino presentano un meccanismo focale di tipo estensionale, con asse di allungamento circa NE-SO.

Il regime estensionale sopra descritto è in netto contrasto con quanto proposto da Bonini e Tanini (2009) e Sani et alii (2009), secondo

i quali nel Casentino non sono riconoscibili faglie normali significative. L'evoluzione della zona secondo questi autori sarebbe stata interamente controllata dall'attività di lineamenti compressivi orientati a NO-SE (Fig.1.7.5). E' comunque opportuno sottolineare che il punto di vista di questi autori, da loro applicato a tutto l'Appennino settentrionale, lascia aperti molti problemi relativi ad aspetti primari del quadro deformativo osservato (Mantovani et alii, 2009a).

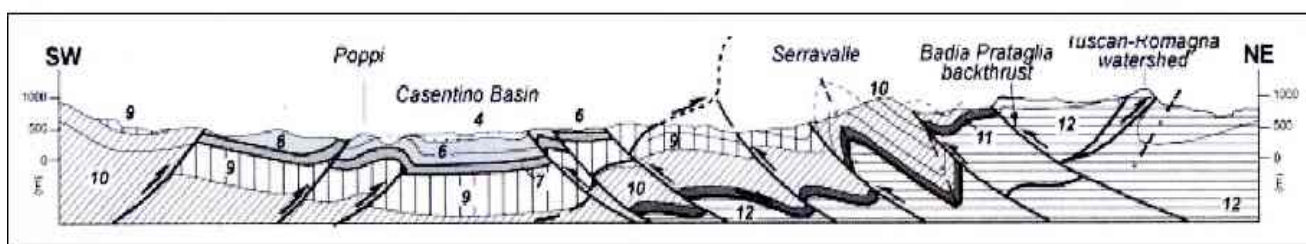


Fig. 1.7.5. Sezione geologica attraverso il bacino del Casentino (da Bonini e Tanini, 2009). Nell'interpretazione degli Autori, condivisa anche da Sani et alii (2009), l'evoluzione di questo settore dell'Appennino settentrionale è sempre stata controllata da lineamenti strutturali generati in regime compressivo. Si nota infatti l'assenza delle faglie normali indicate in lavori precedenti (e.g. Fazzini, 1964) e riportate in figura 1.7.4. La sedimentazione quaternaria del Casentino sarebbe stata controllata dal doppio sistema di sovrascorrimenti a vergenza opposta, che ha determinato l'abbassamento della parte centrale del settore in cui è ora impostata la valle dell'Arno. 4) Depositi fluvio-lacustri (Pleistocene inferiore) 6,7) Unità liguri 9,10,11) Unità Cervarola-Falterona (Dominio toscano) 12) Unità Marnoso-Arenacea (Dominio romagnolo).

Oltre alle tre scosse della Tab. 1.7.2, altre scosse minori sono avvenute il 26/12/1787 (Poppi, $I_{max}=6$), il 3/3/1877 (Chiusi della Verna, $I_{max} = 6$), ed il 27/6/1902 (Casentino, $I_{max} = 6$). Le informazioni macrosismiche, reperibili sul Catalogo DBMI11 (<http://emidius.mi.ingv.it>), indicano che le principali località del Casentino (Bibbiena, Poppi, Pratovecchio e Stia) hanno soprattutto risentito gli effetti dei terremoti avvenuti nelle zone sismiche circostanti come il Mugello, l'Alta Valtiberina e l'Appennino romagnolo. La sismicità recente sembra interessare maggiormente la parte meridionale della zona considerata (Fig.1.1.5).

Evoluzione geologica recente

In questo settore affiorano prevalentemente unità tettoniche dei domini toscano e romagnolo (Fig.1.7.4). Le unità toscane sono rappresentate dalle successioni torbiditiche dell'avanfossa miocenica (Cervarola-Falterona), che sono sovrapposte

tettonicamente alle unità dell'avanfossa romagnola (Marnoso-Arenacea). Il fronte di tale sovrascorrimento coincide approssimativamente con la dorsale M. Falterona-Alpe di Serra, che definisce lo spartiacque Adriatico-Tirreno. Le Liguridi, che formano la copertura della pila tettonica appenninica, sono preservate solo nelle zone di basso strutturale come il bacino del Casentino.

Lo smantellamento dello spesso strato di Liguridi in ampi settori dell'Appennino toscoromagnolo e le cause di questo fenomeno sono da tempo oggetto di studio. Molteplici evidenze geomorfologiche, riguardanti la sedimentazione nei bacini intermontani, la disposizione dei terrazzi alluvionali, l'incisione delle superfici di spianamento ed il ringiovanimento del reticolo idrografico suggeriscono un rapido sollevamento della catena dal Pleistocene medio (e.g., Bartolini, 1999, 2003; Argnani et alii, 2003; Bonini e Tanini, 2009 e riferimenti). Ciò ha probabilmente causato un'accentuata erosione

della copertura liguride e l'affioramento delle sottostanti Unità toscane e romagnole (e.g., Cerrina Feroni et alii, 2001; Boccaletti e Martelli, 2004; Boccaletti et alii, 2010), per esempio nel Monte Falterona (Fig.1.7.6).

Questa spiegazione è anche coerente con il fatto che il riempimento del Casentino, il cui substrato è formato da Liguridi preservate dallo smantellamento, è concomitante al sollevamento della catena.

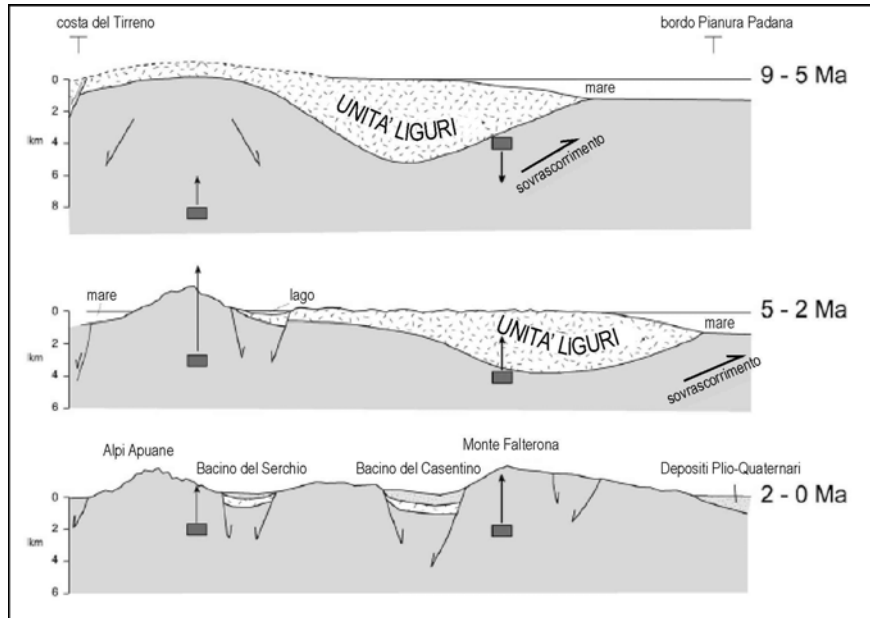


Fig. 1.7.6. Evoluzione schematica del sollevamento e dell'esumazione, dalle aree più interne (Alpi Apuane) a quelle più esterne (Monte Falterona), dell'Appennino settentrionale, attraverso il bacino del Casentino (modificata da Balestrieri et alii, 2003). La lunghezza delle frecce verticali è proporzionale alla velocità di sollevamento stimata. Si noti che attualmente le unità Liguridi sono conservate solo nelle depressioni strutturali, come i bacini del Serchio (Garfagnana) e dell'Arno (Casentino).

L'ipotesi che il sollevamento di queste strutture sia connesso con il raccorciamento longitudinale del cuneo RMU, come suggerito in Mantovani et alii (2011), può spiegare altre evidenze:

- la sedimentazione lacustre è coeva (Pleistocene medio-superiore) nei tre bacini implicati in questo meccanismo (Mugello, Casentino e Alta Valtiberina (e.g., Galligani, 1971; Argnani et alii, 2003).
- faglie normali attive nel quaternario sono

riconosciute più o meno con la stessa orientazione sia a nord che a sud del Casentino (Mugello e Val Tiberina).

- anche il versante occidentale del Pratomagno è interessato da importanti dislocazioni estensionali, tra cui la faglia della Trappola che delimita il bacino plio-quaternario del Medio Valdarno (Fig. 1.7.4, e.g., Losacco, 1963; Martini e Sagri, 1993; Bonini, 1999).

Bacino Pistoia-Firenze

Sismotettonica

Questa zona corrisponde al vasto bacino fluvio-lacustre che dal margine dell'Appennino pistoiese si estende per circa 50 km verso sud-est, sino al bordo dei Monti del Chianti. L'attività sismotettonica di questa

zona (Fig.1.7.7 e Tab.1.7.2) è interpretata come una deformazione estensionale secondaria più interna, sollecitata dal meccanismo che provoca la deformazione della parte settentrionale del cuneo RMU, nella zona di contatto con il cuneo TE (Fig. 1.1.1).

Il contesto dinamico e tettonico è lo stesso già descritto per la zona del Mugello, ma gli effetti attesi per questa zona sono meno intensi per la sua collocazione più interna

rispetto alle strutture che sono maggiormente coinvolte nel progressivo spostamento dei cunei RMU e TE verso il dominio adriatico-padano (Fig.1.1.1).

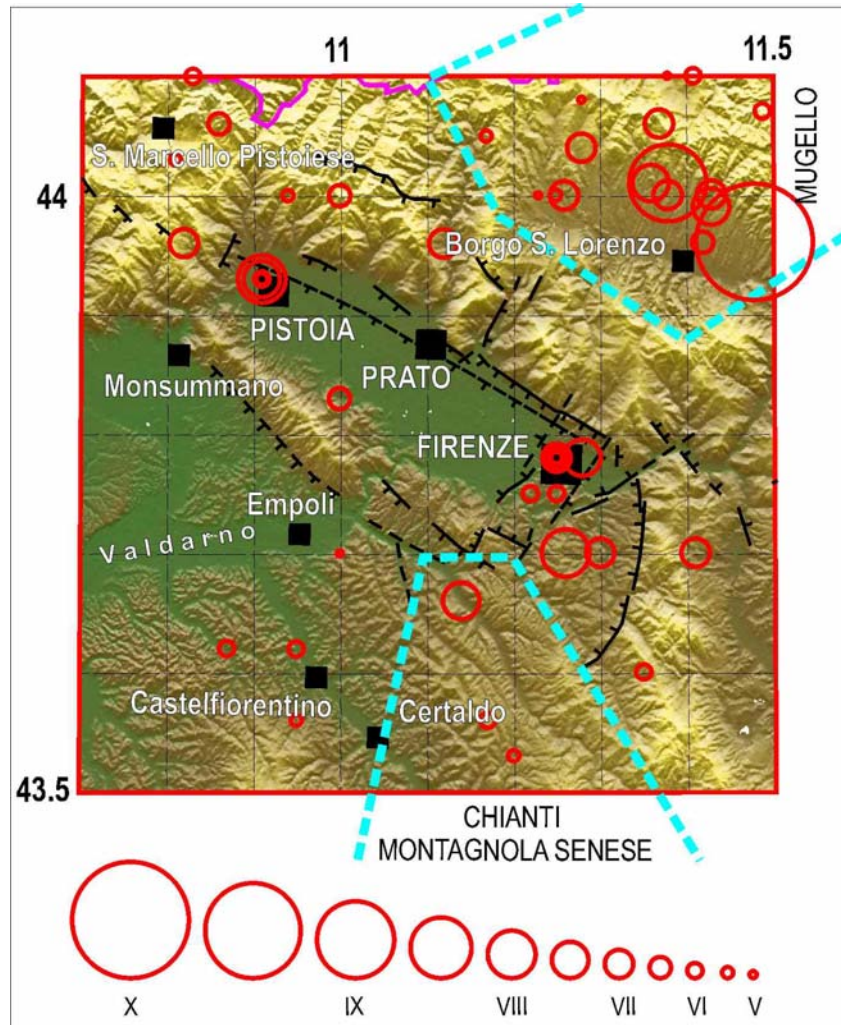


Fig. 1.7.7. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000 nel bacino di Pistoia-Firenze e dintorni. Le linee celesti tratteggiate indicano il confine delle zone sismiche Mugello e Chianti-Montagnola Senese. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig 1.7.8), sono in nero. Vedi didascalia di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità I _o (I _{max}) | T (anni) |
|-------------|----------|--------|--------------------|-----------------|------------------|----------------|--|------------|
| 1148 | | | Firenze | 43.78 | 11.25 | 5.1 | 7 | |
| 1293 | 3 | | Pistoia | 43.93 | 10.91 | 5.6 | 8 | 146 |
| 1453 | 9 | 28 | Firenze | 43.79 | 11.29 | 5.3 | 7.5 | 160 |
| 1527 | 10 | 4 | Pistoia | 43.93 | 10.91 | 5.4 | 7.5 | 74 |
| 1895 | 5 | 18 | Fiorentino | 43.7 | 11.26 | 5.4 | 8 | 368 |
| 1899 | 6 | 26 | Valle del Bisenzio | 43.96 | 11.12 | 5.1 | 7 | 4 |
| 1959 | 3 | 24 | Fiorentino | 43.70 | 11.30 | 4.8 | 7 | 60 |

Tab. 1.7.3. Terremoti principali (I_{max} ≥ 7) avvenuti dopo il 1000 nel bacino Pistoia-Firenze e dintorni. Vedi didascalia di tabella 1.2.1.

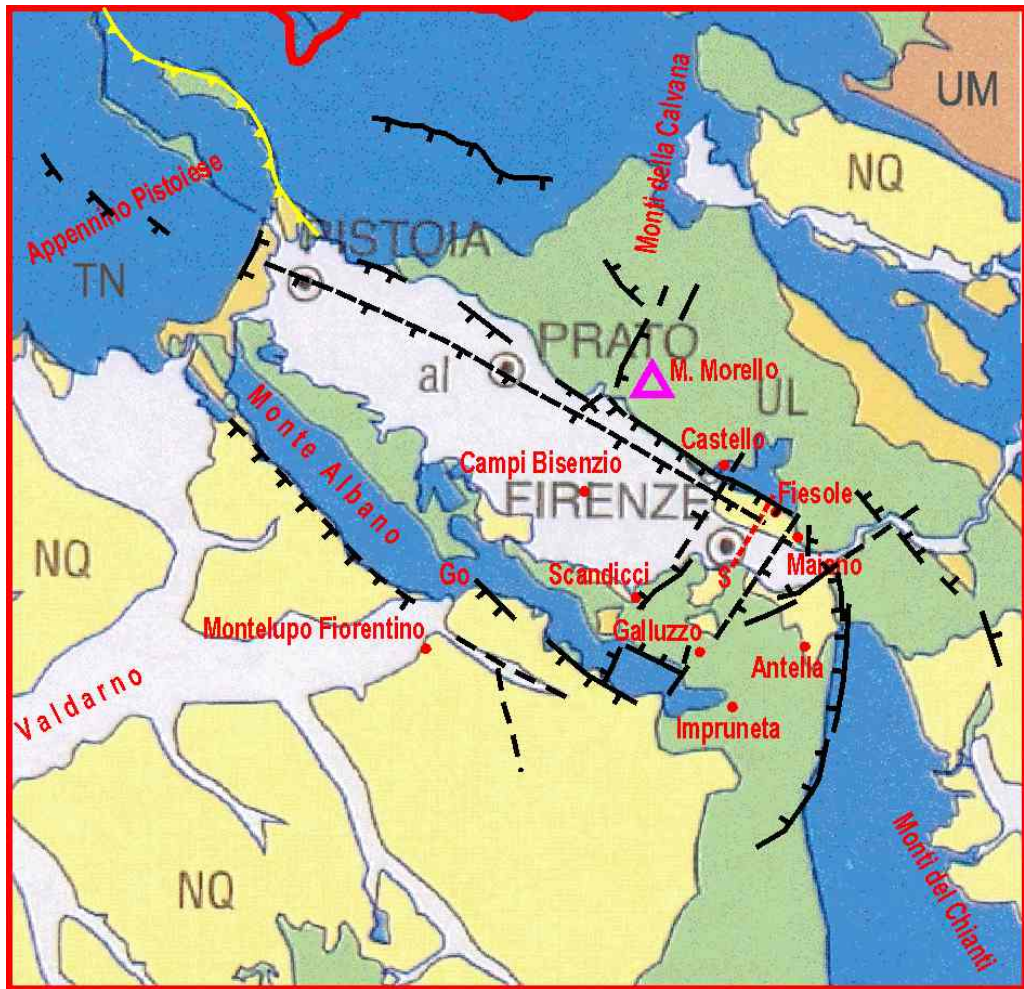


Fig. 1.7.8. Schema geologico (Carmignani e Lazzarotto, 2004) e lineamenti tettonici del bacino di Pistoia-Firenze e dintorni. La linea gialla con triangoli indica il sovrascorrimento della Falda Toscana sulle Unità Cervarola-Falterona. al= depositi quaternari, NQ = successioni dei bacini neautoctoni (Miocene superiore-Pliocene), TN = Unità toscane non metamorfiche, UL = Unità liguri, UM = Unità umbro-marchigiane-romagnole. Go = soglia della Gonfolina, dove l'Arno ha inciso la dorsale del Monte Albano. In nero sono indicate le principali faglie normali (tratteggiate se presunte o sepolte), tratte da Bonini e Sani (1993), Boccaletti et alii (2001) e Briganti et alii (2003). La linea rossa indicata con S vicino a Fiesole è la traccia della sezione verticale riportata in figura 1.7.9. Vedi didascalia di figura 1.2.2.

I principali lineamenti neotettonici affiorano al bordo tra il bacino sedimentario e le circostanti dorsali pre-neogeniche (Fig.1.7.8). Importanti faglie sepolte sono state messe in evidenza dai sondaggi effettuati per la ricerca delle acque sotterranee e per la progettazione delle linee autostradali e ferroviarie sulla direttrice Bologna-Firenze-Roma (e.g., Bartolini e Pranzini, 1979; Capecchi et alii, 1975a,b; Bonini e Sani, 1993; Boccaletti et alii, 2001; Briganti et alii, 2003). Un primo insieme di lineamenti neotettonici è formato dalle faglie normali "appenniniche", con andamento NO-SE ed immersione generalmente verso SO. Particolarmente evidente è il sistema di faglie normali a

gradinata Pistoia-Prato-Fiesole, in parte affiorante ed in parte sepolto, posto al bordo nord-orientale del bacino. Tale struttura corrisponde alla *master fault* del semi-graben su cui sarebbe impostata la fossa (e.g., Martini e Sagri, 1993), come suggerito dall'aumento dell'inclinazione e dello spessore dei sedimenti fluvio-lacustri quaternari verso il margine nord-orientale (oltre 400 m tra Pistoia e Prato e circa 600 m a nord di Campi Bisenzio).

Il suddetto sistema di faglie presenta un rigetto complessivo di oltre 1000 m, come risultato di varie riattivazioni a partire dal Pliocene. Presso Fiesole la faglia affiorante determina una vistosa scarpata morfologica

(Fig.1.7.9). Lungo il bordo sud-occidentale del bacino non si osservano fratture significative, mentre lineamenti “appenninici” affiorano al margine occidentale della dorsale pre-neogenica del Monte Albano.

La distribuzione spaziale dei risentimenti del terremoto del 18/5/1895, che ha raggiunto intensità 7 nell’area fiorentina (Boccaletti et alii, 2001), suggerisce che una delle faglie rilevate tra Scandicci, Montelupo Fiorentino e Impruneta può essere connessa con la sorgente sismica di quella scossa.

L’altro insieme di lineamenti neotettonici è costituito da faglie normali “antiappenniche”,

trasversali alle precedenti ed orientate da N-S a NE-SW. Le faglie riconosciute ad ovest di Pistoia definiscono la terminazione nord-occidentale del bacino, mentre le fratture presenti tra Maiano ed Antella formano il suo bordo sud-orientale. Particolarmente importanti per l’evoluzione strutturale e geomorfologica dell’area fiorentina sono i due lineamenti trasversali sepolti (Scandicci-Castello e Galluzzo-Maiano) che individuano un alto strutturale, caratterizzato da modesto spessore (< 50 m), dei depositi fluvio-lacustri (Fig.1.7.9).

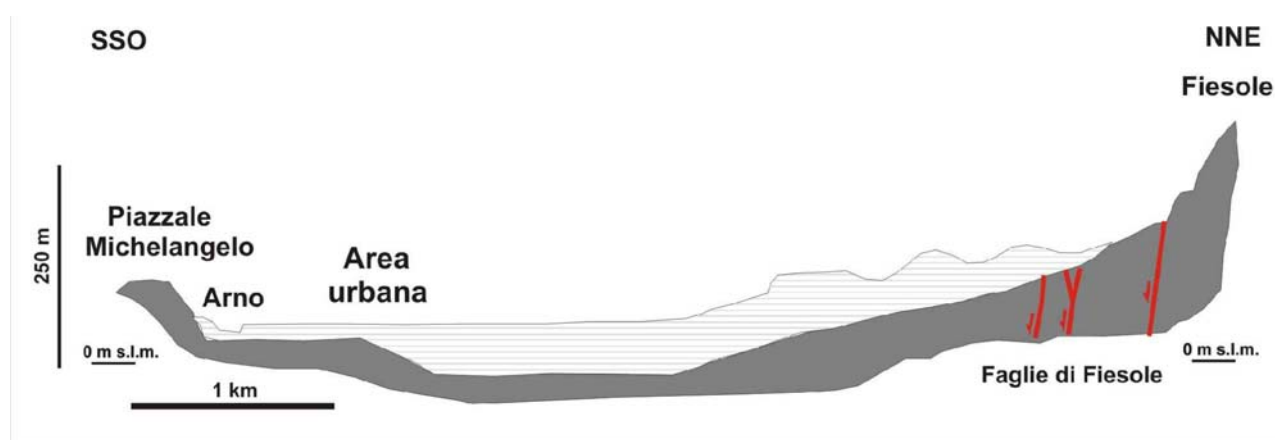


Fig. 1.7.9. Sezione verticale schematica attraverso l’area urbana di Firenze, secondo la traccia S riportata in figura 1.7.8 (da Briganti et alii, 2003, modificata). E’ evidente la scarpata morfologica al bordo nord-orientale, associata al sistema di faglie normali di Fiesole. In grigio scuro è indicato il substrato pre-neogenico, in rigato orizzontale i sedimenti fluvio-lacustri quaternari.

La sismicità della zona considerata (Tab. 1.7.3), è costituita da 7 scosse di $I_{max} \geq 7$, di cui solo una supera $M = 5.5$ (Pistoia, $I_{max}=8$). Siccome tale scossa risale al 1293, può esistere qualche dubbio sull’attendibilità delle informazioni che la documentano. Se tali notizie risultassero realistiche, si potrebbe dedurre che questa zona è caratterizzata da tempi molto lunghi di ricarica tettonica. Il fatto che la maggior parte delle scosse con $I_{max} \geq 7$ sono molto remote (solo 3 sono successive al 1800 e solo una è successiva al 1900) e che gli epicentri presunti sono concentrati nelle aree dei comuni principali (Firenze, Prato e Pistoia) fa sospettare che le informazioni storiche siano state condizionate dalle urbanizzazioni esistenti al momento delle scosse. La distribuzione temporale dei

terremoti è molto irregolare, con tempi di interevento variabili tra 4 e 368 anni.

La sismicità più recente (Fig.1.1.5) sembra maggiormente distribuita nella parte nordorientale della zona, dove sono localizzate le strutture tettoniche principali (Fig.1.7.8).

Nonostante che in questo bacino l’attività sismica sia nel complesso modesta, l’alta densità di popolazione, concentrata in tre città principali e numerosi centri minori, la cospicua presenza di infrastrutture industriali e l’ingente patrimonio storico-artistico implicano una vulnerabilità molto elevata e rendono quindi particolarmente importante valutare in modo realistico la pericolosità sismica.

Evoluzione geologica recente

I terreni pre-neogenici (Unità toscane e liguri) affiorano nelle dorsali, mentre le zone depresse sono riempite di depositi pliocenici e quaternari (Fig.1.7.8). Come nei settori di catena adiacenti, l'assetto strutturale è caratterizzato dai sovrascorrimenti delle varie unità tettoniche, che si sono sviluppati prima della fase tettonica estensionale, cominciata nel Miocene superiore (e.g., Bonini e Sani, 1993; Boccaletti et alii, 2001; Briganti et alii, 2003). Mentre l'accavallamento della Falda Toscana sull'Unità Cervarola-Falterona affiora solo a nord di Pistoia, il sovrascorrimento delle Liguridi sulle unità toscane è visibile sia nel Monte Albano che nel Chianti ed a nord di Firenze, a causa dell'accentuata erosione della copertura liguride. Tale erosione è stata favorita dal sollevamento differenziato di settori della catena, reso possibile dalle grandi faglie normali che bordano il bacino di Pistoia-Prato-Firenze ed il Monte Albano (vedi figura 1.7.8; Briganti et alii, 2003). Le unità liguri sono ben conservate nell'area tra i monti della Calvana ed il Monte Morello, e costituiscono buona parte del substrato del bacino (Capecchi et alii, 1975a,b).

Per quanto riguarda i sedimenti neogenico-quaternari, si può notare che la copertura

marina pliocenica, assai estesa ad ovest del Monte Albano, è assente nel bacino di Pistoia-Firenze (Fig.1.7.8). Quest'ultimo si è infatti sviluppato come una conca lacustre, relativamente isolata dal resto della Toscana occidentale. Secondo il dettagliato schema evolutivo proposto da Briganti et alii (2003), l'attività delle principali faglie normali riconosciute è cominciata nel Miocene superiore. Tuttavia, è solo dal Pliocene superiore che la subsidenza è tale da consentire una significativa sedimentazione lacustre. La situazione evolve ancora nel Pleistocene, quando l'attività di lineamenti trasversali nell'area di Firenze consente il sollevamento della porzione del bacino a sud-est della direttrice Castello-Scandicci; ciò differenzia il settore Pistoia-Prato dall'area di Firenze (vedi anche Bonini e Sani, 1993). Dal Pleistocene superiore cessano le condizioni per la deposizione lacustre e i depositi accumulati cominciano ad essere erosi, mentre i vari corsi d'acqua costruiscono un elaborato reticolo fluviale, generando una spessa copertura alluvionale. In particolare l'Arno, che in precedenza era un immissario del bacino lacustre, incide la dorsale del Monte Albano ad est di Firenze (soglia della Gonfolina in figura 1.7.8), aprendosi la strada verso il Tirreno.

Livornese

Sismotettonica

Questo settore, collocato nella parte costiera nord-occidentale della Toscana, è isolato rispetto alle altre aree sismiche toscane (Fig. 1.7.10 e Tab.1.7.3). Il meccanismo tettonico responsabile dell'attività sismotettonica di questa zona non è molto definito, come discusso in Mantovani et alii (2011).

L'attività sismica appare piuttosto debole e dispersa nella pianura del Valdarno, mentre è più accentuata sia ad est che ad ovest dei Monti Livornesi. In particolare, l'epicentro della scossa più forte (Orciano Pisano, 1846, $M = 5.9$, $I_{max} = 10$) è collocato nella depressione posta tra i Monti Livornesi ed i Monti della Castellina, che ospita il bacino dei torrenti Tora e Fine (Figg.1.7.10 e 1.7.11). Questa depressione è generalmente

considerata una fossa tettonica il cui sviluppo è cominciato dal Miocene superiore (Messiniano), come indicato dall'età dei sedimenti depositi sul substrato pre-neogenico (e.g., Giannini, 1955, 1962; Martini e Sagri, 1993; Bossio et alii, 1998; Aldinucci et alii, 2005). L'apertura della fossa è proseguita nel Pliocene attraverso un sistema di faglie normali ad alto angolo orientate circa N-S, disposte ai bordi del bacino. Tali fratture sono particolarmente evidenti nella porzione meridionale del bacino, corrispondente alla valle del torrente Fine (Fig.1.7.11).

Secondo Giannini (1955, 1962) la frattura più recente del sistema del Fine è la faglia normale di Rosignano Marittimo, che borda la fossa a sud, disloca i sedimenti quaternari e genera un evidente gradino morfologico (Fig.

1.7.11). In ogni caso, l'evento sismico del 1846 indica che anche l'interno della fossa contiene fratture sismogeniche, sebbene

nessuna faglia importante affiori nei dintorni di Orciano Pisano.

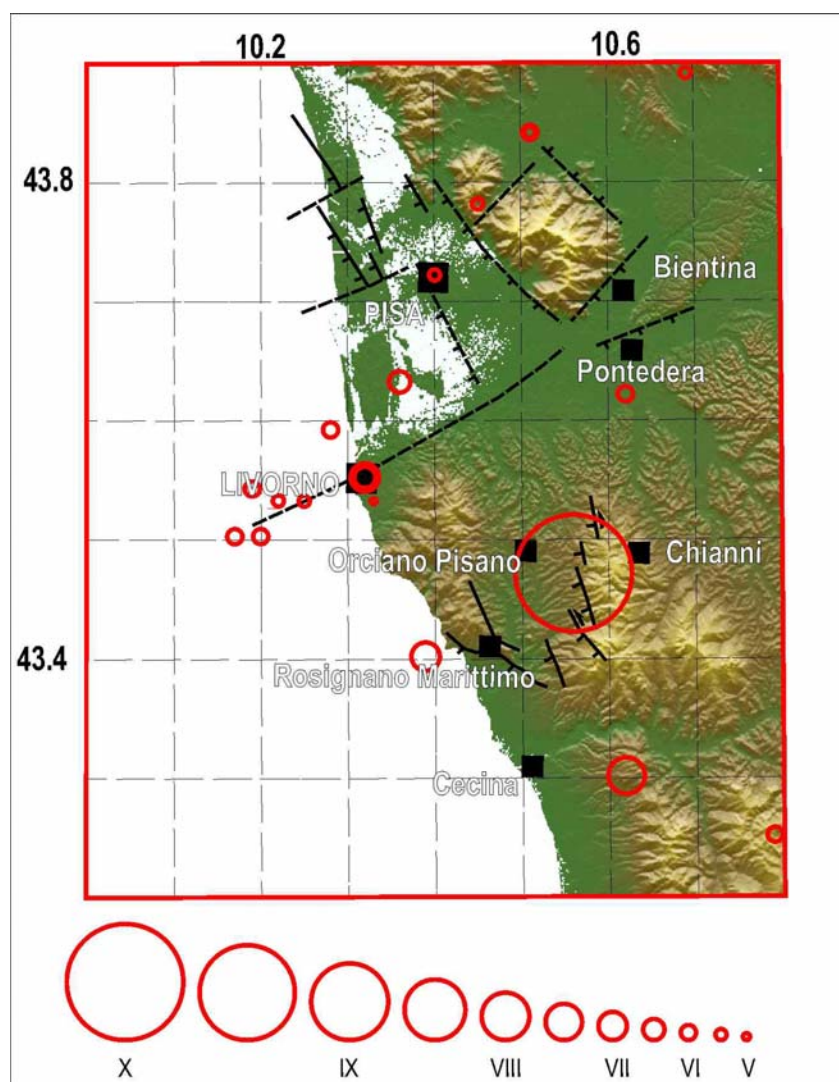


Fig. 1.7.10. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000 nell'area livornese e dintorni. I principali elementi tettonici riportati anche sullo schema geologico (Fig.1.7.12), sono in nero. Vedi didascalia di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità Io (I _{max}) | T (anni) |
|-------------|----------|-----------|-----------------------|-----------------|------------------|----------------|----------------------------------|------------|
| 1646 | 4 | 5 | Livorno | 43.55 | 10.32 | 4.7 | 6 (7) | |
| 1742 | 1 | 27 | Livorno | 43.55 | 10.32 | 4.9 | 6 (7) | 96 |
| 1846 | 8 | 14 | Orciano Pisano | 43.47 | 10.56 | 5.9 | 9 (10) | 105 |
| 1871 | 7 | 29 | Guardistallo | 43.30 | 10.62 | 5.2 | 7.5 | 25 |
| 1950 | 4 | 1 | Rosignano Marittimo | 43.4 | 10.4 | 5.1 | 7 | 79 |

Tab. 1.7.4. Lista dei terremoti principali ($I_{max} \geq 7$) avvenuti dopo il 1000 nell'area livornese e dintorni. Altre spiegazioni come in didascalia di tabella 1.2.1.

Per quanto riguarda gli altri settori della zona sismica in esame, le informazioni disponibili su eventuali faglie attive sono piuttosto scarse. Cantini et alii (2001) mettono

in relazione la sismicità con epicentro in mare di fronte a Livorno con un presunto lineamento OSO-ENE, a cinematica incerta, denominato faglia Meloria-Bientina. Tale

frattura potrebbe essere uno degli elementi strutturali che hanno contribuito all'evoluzione quaternaria del bacino del Valdarno inferiore. A questo proposito è utile ricordare che alcuni autori (Federici e Mazzanti, 1988; Marroni et alii, 1990)

suggeriscono un'attività quaternaria per le faglie normali OSO-ENE poste al piede dei rilievi (M. Pisano e Cerbaie) che formano il bordo settentrionale del Valdarno inferiore (Fig.1.7.11).

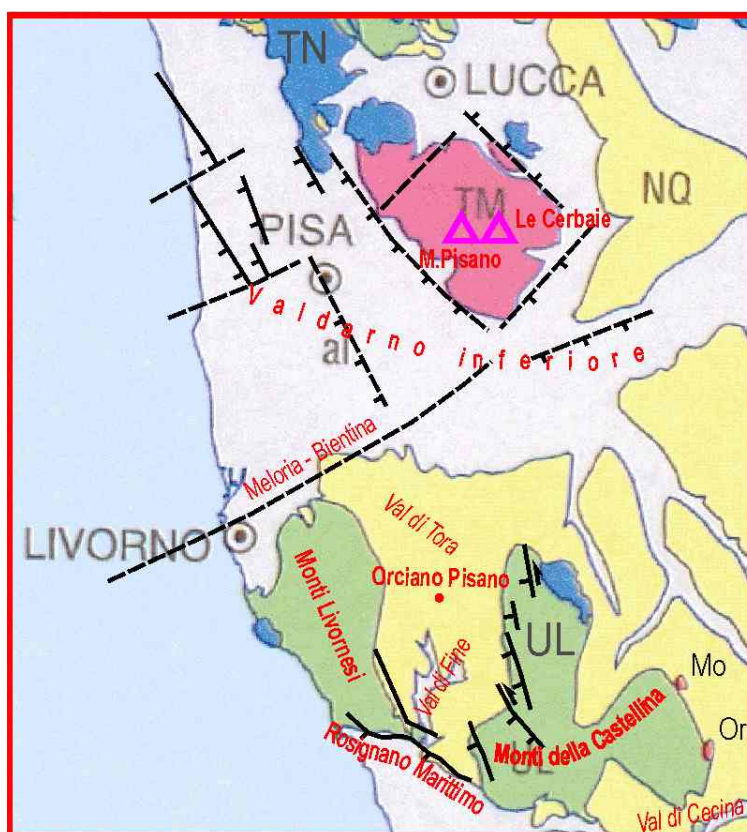


Fig. 1.7.11. Schema geologico (da Carmignani e Lazzarotto, 2004) e lineamenti tettonici dell'area livornese e dintorni. *al* = depositi quaternari, *NQ* = successioni dei bacini neoautoctoni (Miocene superiore-Pliocene), *TM* = Unità toscane metamorfiche, *TN* = Unità toscane non metamorfiche, *UL* = Unità liguri. *Mo*, *Or* = corpi subvulcanici di Montecatini Val di Cecina ed Orciatino (Pliocene). Le linee nere indicano le principali faglie normali affioranti o presunte (Pascucci et alii, 2007; Cantini et alii, 2001). Vedi didascalia della figura 1.2.2.

Nell'area considerata è noto un solo terremoto con $M \geq 5.5$ (Orciano Pisano, $I_{max} = 10$) che con circa 60 vittime e ingenti distruzioni rappresenta uno degli eventi più disastrosi per la Toscana interna nell'ultimo millennio. Oltre a questa sono documentate altre 4 scosse con $I_{max} \geq 7$ (Tab. 1.7.4). Le 5 scosse documentate sono separate da intervalli compresi tra 25 e 105 anni.

Ulteriori elementi sulla potenzialità sismica di questo settore derivano dalle notizie disponibili sugli effetti di maremoto osservati nella costa toscana di fronte a Livorno (Tab. 1.7.5), associati ai principali eventi sismici

riportati in tabella 1.7.4.

Il fatto che per alcune scosse risentite a Livorno siano state osservate onde anomale di qualche metro (Tinti et alii, 2007) implica necessariamente che ci sono state deformazioni del fondo marino, probabilmente connesse con la prosecuzione fuori costa della faglia Meloria-Bientina.

Complessa è invece la spiegazione del maremoto osservato in corrispondenza del terremoto di Orciano Pisano, poiché le faglie che bordano la Val di Fine (probabile sorgente del terremoto del 1846) non sembrano prolungarsi fuori costa.

| Anno | Mese | Giorno | Intensità del maremoto | Descrizione |
|------|------|--------|------------------------|---|
| 1646 | 4 | 5 | 3 | Il mare si è sollevato di circa 3 metri |
| 1742 | 1 | 19 | 2 | Onde anomale sia nel porto che in mare aperto |
| 1846 | 8 | 14 | 2 | Il mare si è sollevato di oltre 1 metro; Nel porto alcuni vascelli hanno subito violenti spostamenti |

Tab. 1.7.5. Maremoti documentati nella zona di Livorno (da Tinti et alii, 2007).

Non è però escluso che l'attivazione della sorgente sismica in Val di Fine abbia provocato movimenti della faglia Meloria-Bientina o di altre faglie in mare. L'eventualità di una possibile connessione tettonica tra le faglie sopra citate, potrebbe essere suffragata da alcune evidenze come i movimenti anomali del mare nel porto di Livorno nei giorni precedenti l'evento e le larghe spaccature che si aprirono lungo la costa a Sud di Livorno vicino alla foce del torrente Fine (Baratta, 1983; Boschi et alii, 1995).

Evoluzione geologica recente

La geologia della zona (Fig.1.7.11) è caratterizzata dall'affioramento del substrato pre-neogenico nei rilievi principali, dove prevalgono nettamente le Unità liguri. In questo settore dominano le unità torbiditiche provenienti dal Dominio ligure interno, cui sono intercalate grandi masse di ofioliti (peridotiti, gabbri e basalti spesso molto

alterati) che costituiscono i rilievi più elevati (e.g., Nirta et alii, 2005). Sparsi e molto limitati sono gli affioramenti delle sottostanti Unità toscane non metamorfiche.

A nord del Valdarno inferiore, invece, il rilievo principale è costituito dalle Unità toscane metamorfiche del Monte Pisano, che costituisce un settore della cosiddetta Dorsale Medio Toscana (Fig.1.7.11). Nel settore in esame dominano comunque le unità sedimentarie neogeniche deposte dal Miocene superiore. I sedimenti mio-pliocenici affiorano nelle fosse del Tora-Fine e della Cecina, mentre nel Valdarno inferiore essi sono coperti da depositi quaternari potenti anche centinaia di metri (e.g., Ghelardoni, 1968; Cantini et alii, 2001). Al bordo occidentale dei Monti della Castellina si notano due piccoli corpi subvulcanici lamproitici (Montecatini ed Orciatico), inquadrabili nell'ambito del magmatismo pliocenico toscano (e.g., Serri et alii, 1993; Savelli, 2000; Peccerillo e Martinotti, 2006).

Montalcino-Amiata

Sismotettonica

Come per la zona precedente, il meccanismo tettonico responsabile dell'attività sismica (Fig.1.7.12 e Tab.1.7.6) è attribuito alla deformazione delle dorsali pre-neogeniche MedioToscana, Montalcino-Amiata e Rapolano-Cetona, e della depressione tra esse comprese, ovvero il bacino di Siena-Radicofani (Fig.1.7.13).

Le informazioni disponibili sull'attività neotettonica e le possibili strutture sismogeniche sono scarse ed in parte contraddittorie. La genesi del bacino Siena-Radicofani, che ospita una potente copertura sedimentaria del Miocene superiore-Pliocene

medio (e.g., Bossio et alii, 1998), è da tempo inquadrata nell'ambito di un regime tettonico estensionale (e.g., Costantini et alii, 1982; Martini e Sagri, 1993). Tuttavia, nell'area in esame le faglie normali affiorano in modo frammentario (Fig.1.7.13). Al bordo orientale del bacino, in prossimità della dorsale Rapolano-Cetona, è largamente riconosciuto un sistema di faglie normali orientate circa NO-SE.

Il bordo occidentale del bacino è invece meno definito, tanto che alcuni autori (Bonini e Sani, 2002; Finetti et alii, 2005) interpretano come sovrascorrimenti i lineamenti estensionali riportati in figura 1.7.13 tra

Murlo e Monteroni d'Arbia e presso Castiglion d'Orcia. La stessa ambiguità riguarda l'interpretazione delle fratture sepolte sulla base di dati di sismica di esplorazione (e.g., Liotta, 1994; Bonini e

Sani, 2002; Finetti et alii, 2005; La stessa ambiguità riguarda l'interpretazione delle fratture sepolte sulla base di dati di sismica di esplorazione (e.g., Liotta, 1994; Bonini e Sani, 2002; Finetti et alii, 2005;

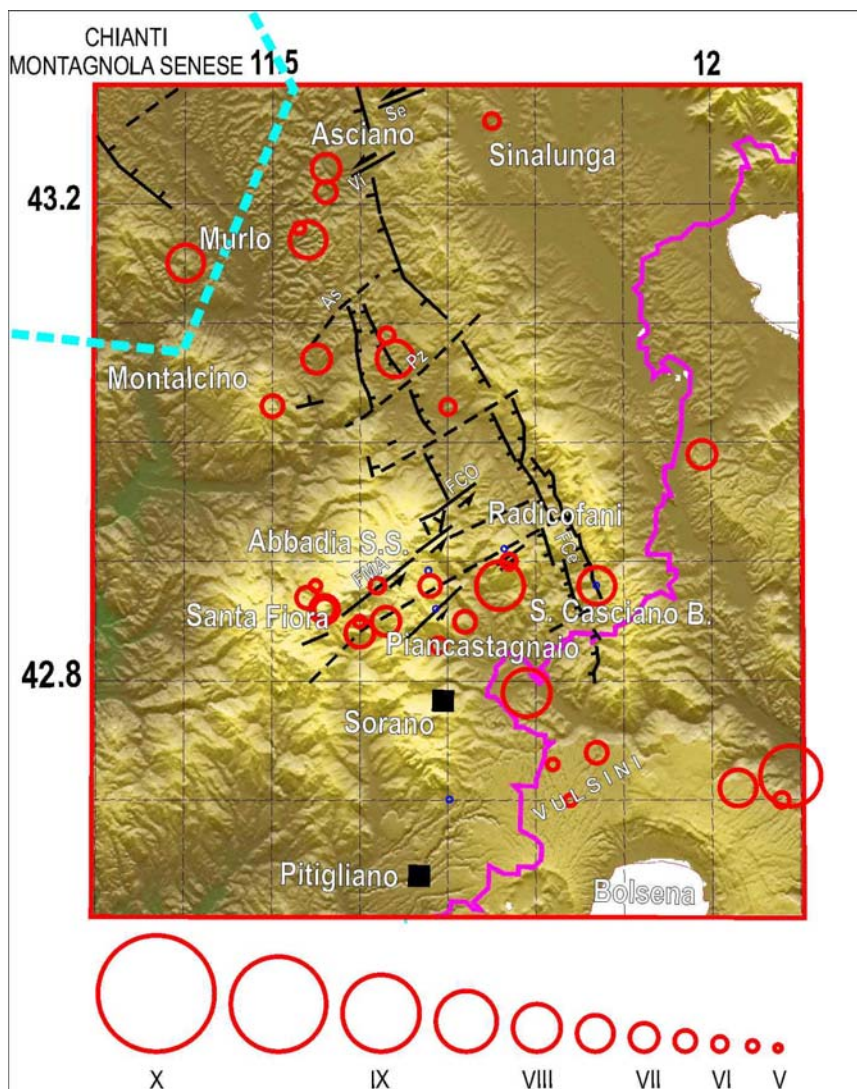


Fig. 1.7.12. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dopo il 1000 nel settore Montalcino-Amiata. I principali elementi tettonici, riportati anche sullo schema geologico (Fig. 1.7.13), sono in nero. La linea azzurra tratteggiata è parte del contorno della zona sismica Chianti-Montagnola Senese. Vedi didascalia di figura 1.2.1.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità I _o (I _{max}) | Δt (anni) |
|------|------|--------|------------------------|-----------------|------------------|----------------|--|-----------|
| 1545 | 11 | 16 | Campagna senese | 43.07 | 11.64 | 5.4 | 7.5 | |
| 1777 | 10 | 5 | Radicofani | 42.88 | 11.76 | 5.0 | 7 (8) | 231 |
| 1781 | 1 | 3 | Monte Oliveto Maggiore | 43.17 | 11.55 | 5.1 | 7.5 | 3 |
| 1902 | 12 | 17 | Santa Fiora | 42.84 | 11.60 | 4.9 | 6.5 (7) | 122 |
| 1919 | 9 | 10 | Piancastagnaio | 42.79 | 11.79 | 5.3 | 7.5 (8) | 10 |
| 1926 | 1 | 8 | Abbadia S. Salvatore | 42.85 | 11.63 | 4.9 | 7 | 6 |
| 1940 | 10 | 16 | Radicofani | 42.89 | 11.87 | 5.3 | 7.5 | 15 |
| 1948 | 11 | 3 | Monte Amiata | 42.86 | 11.56 | 4.8 | 6 (7) | 8 |

Tab. 1.7.6. Lista dei terremoti con I_{max} ≥ 7 avvenuti dopo il 1000 nel settore Montalcino-Amiata. Vedi didascalia di tabella 1.2.1.

Pascucci et alii, 2006, 2007; Brogi, 2010). L'attività presente o quaternaria delle suddette faglie normali è dubbia. I lineamenti più recenti sembrano invece essere fratture trasversali al bacino o "antiappenniniche". Per esempio, il piccolo bacino pleistocenico del

Sentino (Fig. 1.7.13) viene interpretato da Brogi et alii (2002) come effetto di un meccanismo di *pull-apart* tra due faglie trascorrenti sinistre SO-NE (Violante e Modanella), che tagliano le faglie normali

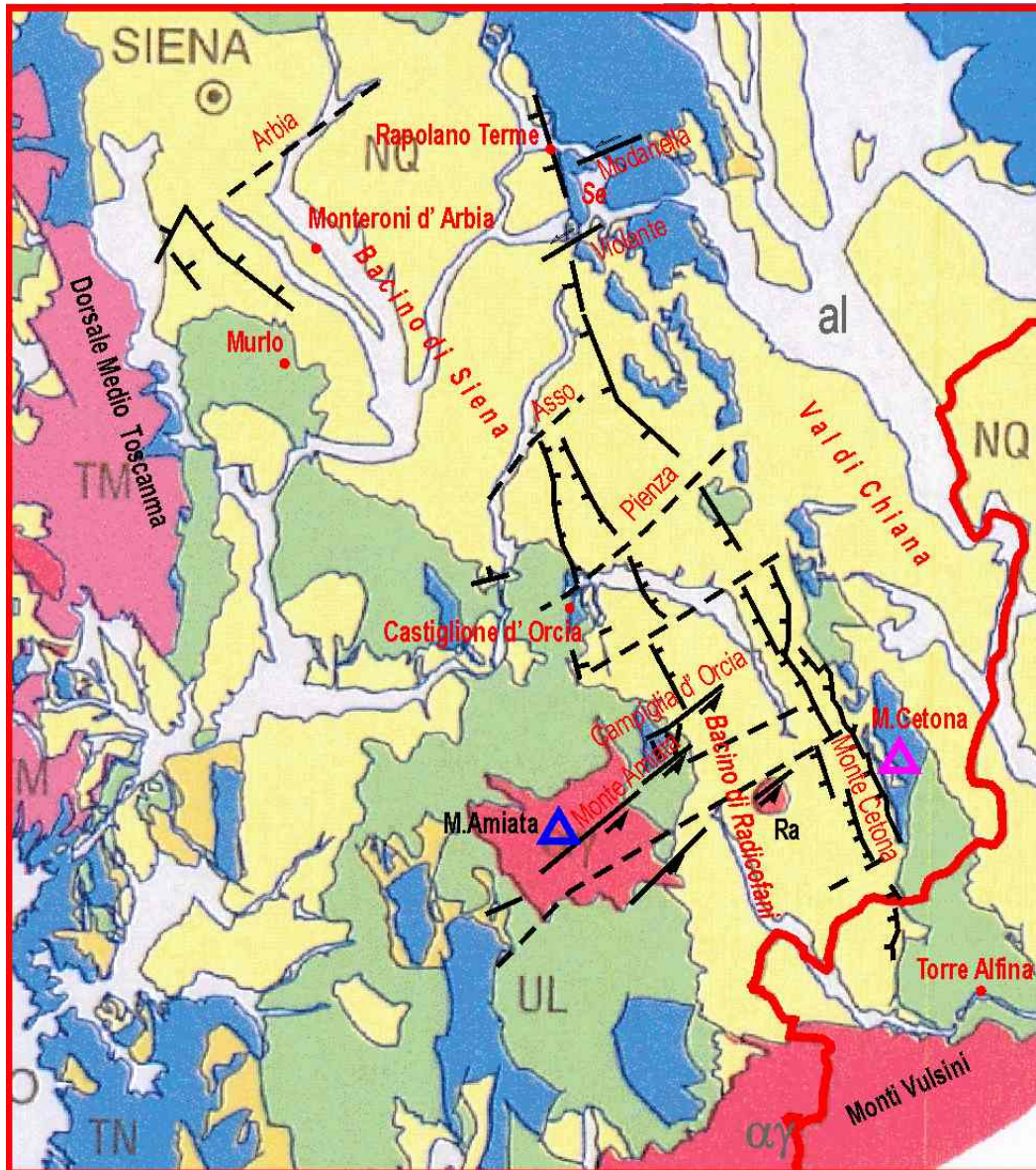


Fig. 1.7.13. Schema geologico e lineamenti tettonici del settore Montalcino-Amiata e dintorni. α = prodotti vulcanici quaternari (M. Amiata, Radicofani=Ra e M. Vulsini), al = depositi quaternari, NQ = successioni dei bacini neoautoctoni (Miocene superiore-Pliocene), Se = bacino del Sentino, TM = Unità toscane metamorfiche, TN = Unità toscane non metamorfiche, UL = Unità liguri. Vedi didascalia di figura 1.2.2.

plioceniche. Inoltre, presso Rapolano Terme i lineamenti attivi, responsabili dell'intensa attività idrotermale, corrispondono a fratture orientate circa E-W (Brogi et alii, 2005; Brogi e Capezzuoli, 2006). La ricostruzione della geometria dei corpi sedimentari ha messo in

evidenza la segmentazione del bacino di Siena-Radicofani in sottobacini, possibilmente delimitati da lineamenti trasversali profondi con scarse evidenze in affioramento (Arbia, Asso e Pienza in figura 1.7.13; e.g., Gelmini, 1974; Liotta, 1991;

Pascucci et alii, 2007). La geometria, la cinematica e la potenzialità sismogenetica di tali lineamenti sono ancora molto incerte.

La parte meridionale della zona considerata (Amiata-Radicofani, Fig.1.7.13) è centrata attorno al complesso vulcanico tardo-quadernario del Monte Amiata. Le faglie principali riconosciute in tale settore si possono dividere in due gruppi. Il primo comprende le faglie normali, orientate circa NNO-SSE, poste all'interno ed ai bordi del bacino di Radicofani (Fig.1.7.13). Tali fratture, riconosciute sia in affioramento che mediante sismica di esplorazione, hanno determinato l'apertura del bacino, controllandone la sedimentazione dal Miocene superiore al Pliocene inferiore (e.g., Pascucci et alii, 2006, 2007). Particolarmente evidente è il sistema di faglie normali del Monte Cetona (Torre Alfina, secondo Finetti, 2006), che rappresenterebbe la traccia superficiale della *master fault* del semi-graben di Radicofani (e.g., Martini e Sagri, 1993; Pascucci et alii, 2006). La continuità dei sistemi di faglie e dello stesso bacino sedimentario è interrotta da discontinuità trasversali, peraltro quasi interamente sepolte e la cui geometria e cinematica è tuttora incerta (e.g., Pascucci et alii, 2007 e riferimenti).

Poiché l'attività quadernaria delle suddette faglie è scarsamente documentata (Brogi e Fabbrini, 2009), la loro potenzialità sismogenetica è dubbia. Infatti, nella zona in esame la deformazione neotettonica sembra essere prevalentemente associata a sistemi di faglie orientate SO-NE nella zona dell'Amiata e dintorni, che presentano una cinematica trascorrente o transtensiva sinistra (Brogi e Fabbrini, 2009). Le faglie più importanti di questo gruppo (Monte Amiata e Campiglia d'Orcia) sono situate tra il complesso vulcanico amiatino ad ovest e la dorsale del Monte Cetona ad est (Fig.1.7.13). È plausibile che tali fratture abbiano favorito le eruzioni del Monte Amiata (0.19-0.3 Ma) e di Radicofani (0.9-1.3 Ma), nonché la successiva attività idrotermale responsabile delle numerose mineralizzazioni a mercurio, depositi di travertino e sorgenti termali (e.g., Minissale et alii, 1997; Brogi e Fabbrini, 2009).

L'ipotesi che la tettonica recente dell'area amiatina sia stata controllata da una importante faglia anti-appenninica (SO-NE), ad alto angolo e con cinematica trascorrente, è stata avanzata anche da Finetti (2006), sulla base delle sezioni sismo-geologiche CROP. Tale frattura (Fig.1.7.13) avrebbe inoltre controllato la messa in posto del plutone amiatino e le successive eruzioni vulcaniche nel tardo Quaternario.

È importante ricordare che sistemi di faglie trascorrenti con geometria e cinematica simili a quelle sopra descritte sono riconosciute anche nel complesso vulcanico dei Monti Vulsini, immediatamente a sud del Monte Amiata (e.g., Buonasorte et alii, 1987; Acocella e Funicello, 2006).

La sismicità storica è principalmente localizzata nella zona dell'Amiata e nell'adiacente bacino di Radicofani, con 6 scosse di $I_{max} \geq 7$ (Tab.1.7.6). Nella parte settentrionale, due scosse con $I_{max} = 7/8$ sono localizzate nel bacino di Siena (1545 e 1781). Il fatto che la massima intensità documentata sia stata raggiunta in occasione del terremoto di Piancastagnaio del 1919 rafforza l'idea che la potenzialità sismogenetica di una determinata zona sia più determinata dall'intensità del carico tettonico contingente (presumibilmente più marcato dopo la forte scossa di Avezzano del 1915) che dalla dimensione delle faglie preesistenti.

Alle 7 scosse sopra citate vanno aggiunti 5 terremoti che non sono inclusi nei cataloghi sismici ufficiali, essendo stati individuati di recente da Castelli e Bernardini (2006):

- 16 Ottobre 1449, con epicentro presso Asciano ($I_{max} = 7$);
- 11 Aprile 1498, tra Siena e Pienza;
- 16 Novembre 1545, probabile epicentro tra S. Quirico d'Orcia e Pienza ($I_{max} = 7/8$); è plausibile che, in base al livello di danneggiamento stimato, questa scossa abbia superato la magnitudo 5.
- 8 Settembre 1798, in Val d'Orcia;
- 31 Ottobre 1802, presso Torrenieri, pochi km a nord-est di Montalcino ($I_{max} = 7$).

La revisione della sismicità storica di Castelli e Bernardini (2006) mette in evidenza il fatto che i cataloghi dei terremoti possono essere incompleti anche per scosse di intensità media. Studi analoghi sono pertanto

auspicabili anche per le altre zone sismiche della Toscana. Poichè nell'area considerata sono attivamente sfruttate le risorse geotermiche (e.g., Bertani, 2005), la microsismicità osservata (Fig.1.1.5) è stata talora attribuita alla estrazione e re-immissione di fluidi nel sottosuolo. Tuttavia, studi approfonditi sull'argomento, riguardanti vari sistemi geotermici nel mondo ormai in produzione da decenni (Majer et alii, 2007 e riferimenti), tendono ad escludere che un uso razionale delle risorse geotermiche possa aumentare in modo significativo la pericolosità sismica delle aree coinvolte.

Evoluzione geologica recente

La dorsale pre-neogenica orientale (Chianti-Rapolano-Cetona) affiora in modo frammentario e solo nella parte meridionale della zona in esame presenta un rilievo significativo (Monte Cetona). Più elevate sono le dorsali occidentali, con la Medio Toscana che supera i 500 m di quota s.l.m., mentre l'elevazione cresce verso sud da Murlo a Montalcino (circa 700 m) fino all'Amiata, con rilievi compresi tra 1000 e 2000 metri. La geologia superficiale dei bacini (Fig.1.7.13) evidenzia la presenza di sedimenti neogenici (Miocene superiore-Pliocene medio), mentre i depositi quaternari sono confinati ai principali alvei fluviali, a parte alcuni piccoli bacini di natura tettonica (Sentino). Nella dorsale Rapolano-Cetona affiorano rocce delle unità toscane non metamorfiche (Falda Toscana), mentre il sistema Murlo-Montalcino-Amiata è dominato dalle Liguridi, che formano anche la base del complesso vulcanico quaternario amiatino. Infine, la dorsale Medio Toscana, formata da unità toscane metamorfiche, è in parte a contatto con i sedimenti neogenici e in parte è giustapposta alle unità liguri (Fig. 1.7.13).

Come accennato nel paragrafo precedente, la genesi del bacino di Siena-Radicofani è dibattuta. L'ipotesi della tettonica estensionale si inquadra in un processo che vede il progressivo arcuamento dell'Appennino settentrionale dal Miocene superiore, con la migrazione verso oriente del fronte esterno in compressione e della zona interna in estensione (e.g., Martini e Sagri, 1993;

Bartole, 1995; Mantovani et alii, 2009a). Tuttavia, le evidenze limitate sulle faglie normali ai bordi del bacino, la presenza di blandi piegamenti nei terreni neogenici e l'interpretazione della sismica di esplorazione hanno indotto alcuni autori (Bonini e Sani, 2002) a ipotizzare un regime tettonico compressivo, in cui la sedimentazione è avvenuta in bacini controllati da pieghe e sovrascorrimenti (*thrust-top basins*).

Il contributo più recente a questo problema (Brogi, 2010) riafferma però il ruolo della tettonica estensionale, puntualizzando che i sovrascorrimenti affioranti nelle dorsali o sepolti dalla copertura sedimentaria precedono le strutture estensionali e cessano l'attività nel Miocene inferiore. In questa ottica, l'estensione della crosta sarebbe avvenuta in due fasi ben distinte. Nella prima fase, miocenica, le depressioni strutturali e la relativa sedimentazione erano controllate da faglie normali sub-orizzontali (*estensional detachments*). Tale meccanismo è stato favorito dalle proprietà meccaniche della copertura sedimentaria pre-neogenica (evaporiti triassiche alla base, successione pelagica e torbiditica toscana e unità tettoniche liguri in alto). E' solo nel Pliocene che il bacino ha assunto la struttura di un semi-graben, grazie all'attività di faglie normali ad alto angolo sviluppate prevalentemente sul bordo orientale, come i sistemi al bordo della dorsale Rapolano-Cetona (Fig.1.7.13). Ciò spiega la scarsa presenza di faglie normali al bordo occidentale del bacino, dove sarebbero invece visibili le tracce dei *detachments* miocenici, tra cui il bordo orientale della dorsale Medio Toscana sopra citato.

Un aspetto importante del quadro tettonico è il sollevamento generalizzato dell'area, particolarmente evidente nei terreni marini del Pliocene inferiore-medio che attualmente si trovano a quote di 300-400 m s.l.m. nel bacino di Siena (e.g., Bossio et alii, 1996). E' possibile che parte di tale sollevamento sia stato causato dalla compressione trasmessa lungo la catena appenninica secondo il modello sismotettonico qui proposto (Fig. 1.1.1). Si può anche notare che una compressione longitudinale è compatibile con la cinematica delle faglie trascorrenti sinistre

quaternarie, trasversali al bacino, ed alle faglie normali plioceniche riconosciute nella dorsale Rapolano-Cetona (Fig.1.7.13).

Nella parte meridionale della zona i sedimenti pliocenici affiorano nella depressione di Siena-Radicofani e, più ad est, nella Val di Chiana, mentre il substrato pre-neogenico, costituito dalle Unità liguri e dalla sottostante Falda Toscana, affiora nelle dorsali che bordano il bacino (Fig.1.7.13). In questa zona spicca l'ampiezza degli apparati vulcanici quaternari dell'Amiata-Radicofani e dei Monti Vulsini.

L'assetto strutturale di questo settore è stato ricostruito con un certo dettaglio anche in profondità, grazie alla disponibilità di dati sismici e gravimetrici acquisiti per l'esplorazione delle risorse geotermiche (e.g., Batini et alii, 1986; Bonini e Sani, 2002; Brogi et alii, 2003; Finetti, 2006). Il Bacino di Radicofani è una profonda depressione il cui riempimento, che raggiunge 2700 metri presso il bordo orientale, è formato in prevalenza da sedimenti marini del Pliocene inferiore (da 5.3 a 3.5 Ma). Analogamente ad altri bacini neogenici toscani, tale struttura è generalmente interpretata come un semi-graben la cui *master fault* è collocata al bordo orientale della fossa (e.g., Martini e Sagri, 1993; Pascucci et alii, 2006). I blandi piegamenti antiformali con asse circa N-S, osservati nella copertura sedimentaria (e.g. Liotta, 1994; Bonini e Sani, 2002; Pascucci et

alii, 2006, 2007) potrebbero essere interpretati come un effetto dalla messa in posto del plutone soggiacente il complesso vulcanico Amiata-Radicofani (e.g., Acocella, 2000). Tale meccanismo offre una spiegazione per il considerevole sollevamento che, dal Pliocene medio, ha portato i sedimenti marini sino a quote di 900 m s.l.m. nell'area amiatina (e.g., Marinelli et alii, 1993; Bossio et alii, 1996; Finetti, 2006). Tuttavia, è possibile che parte del sollevamento suddetto sia stato causato dalle sollecitazioni compressive trasmesse lungo la catena appenninica (e.g., Mantovani et alii, 2009a,b).

Nelle dorsali pre-neogeniche che fiancheggiano il bacino sono conservate le strutture compressive (pieghe e sovrascorimenti) che hanno assorbito il raccorciamento circa E-O imposto dalla compressione attiva nella parte interna dell'Appennino settentrionale prima della distensione tardo-miocenica (e.g., Pandeli et alii, 2005; Brogi, 2008). La successiva fase tettonica estensionale ha prodotto le faglie normali della fossa di Siena-Radicofani (Fig. 1.7.13). Infine, le fratture trascorrenti sinistre sopra ricordate hanno probabilmente controllato nel Quaternario l'eruzione di magmi trachibasaltici a Radicofani (circa 1 Ma, e.g., D'Orazio et alii, 1994) e trachitici all'Amiata (circa 0.2 Ma, e.g., Laurenzi e Villa, 1991; Ferrari et alii, 1996).

2. Intensità massima attesa nei comuni della Toscana

2.1 Carta delle intensità massime

Per definire in modo rigoroso le norme tecniche da adottare per la progettazione e la messa in sicurezza di un edificio sarebbe necessario conoscere lo spettro dello scuotimento sismico, ovvero la distribuzione delle accelerazioni attese in funzione della frequenza di vibrazione nella zona implicata, che può essere notevolmente influenzata dalle condizioni strutturali locali (e.g., Holzer, 1994; Romeo, 2007; Bommer et alii, 2010). Evidenze dirette sulle proprietà spettrali dello scuotimento sismico provengono dai dati registrati nelle stazioni accelerometriche e sismografiche attualmente operanti. A tale proposito si ricorda la recente istituzione dell'archivio di dati ITACA che contiene registrazioni provenienti da 742 stazioni accelerometriche per il periodo 1972-2007 (<http://itaca.mi.ingv>, Paolucci et alii, 2010). Questo tipo di informazione però, è disponibile solo in un numero molto limitato di siti del nostro paese, essendo dipendente dalla disposizione delle stazioni e dal verificarsi di terremoti forti in grado di produrre scuotimenti significativi. Il periodo coperto dai dati accelerometrici (cioè gli ultimi 30-40 anni) è in effetti troppo breve per fornire una rappresentazione attendibile dello scuotimento sismico. In tale intervallo di tempo sono avvenuti pochi terremoti forti in Italia, mentre la Toscana è stata interessata solo marginalmente dalle scosse avvenute nelle regioni circostanti. Ciò spiega perché non è ancora disponibile alcuna registrazione per ben 21 delle 49 stazioni accelerometriche toscane censite nel catalogo ITACA (Tab. 2.1.1). Le più intense accelerazioni osservate (stazioni PNS, PNC e PVS) sono associate a terremoti locali ($M < 4.5$) con epicentro vicino al sito di misura.

Quindi, per la maggior parte delle zone la definizione delle norme tecniche deve essere necessariamente fatta utilizzando informazioni parziali, principalmente ricavabili dalle descrizioni dei danni provocati da terremoti passati. Questa mole di dati è generalmente sintetizzata dal valore dell'intensità

macrosismica massima stimata (I_{max}), espressa nella scala Mercalli-Cancani-Sieberg o MCS (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Stucchi et alii, 2007; Locati et alii, 2011; Rovida et alii, 2011). Com'è noto, la valutazione dell'intensità è basata sugli effetti dello scuotimento sismico su oggetti di uso comune, manufatti ed esseri viventi (e.g., Grünthal, 1998). Questa informazione incorpora in modo completo gli effetti di sito, poiché lo scenario macrosismico risulta dall'effetto complessivo delle risposte sismiche del terreno e dei manufatti allo scuotimento prodotto dalla scossa. Per questo motivo l'intensità fornisce una valutazione del rischio sismico (possibile livello del danneggiamento) piuttosto che della sola pericolosità (possibile livello di scuotimento). L'attendibilità di questo dato è ovviamente condizionata dalla ricchezza ed estensione temporale della documentazione storica disponibile per la zona considerata. C'è anche il problema della conversione nella scala MCS di dati espressi in altre scale di intensità (e.g., Musson et alii, 2010). Nonostante queste e altre limitazioni, la distribuzione delle I_{max} nel territorio in esame rimane comunque l'informazione più importante che abbiamo a disposizione per tentare una valutazione realistica della pericolosità sismica. Ciò è particolarmente vero per la regione italiana, caratterizzata da un cospicuo patrimonio archivistico e storiografico che copre molti secoli. Occorre infatti ricordare che i parametri dei terremoti avvenuti prima della creazione della attuale rete sismografica nazionale sono dedotti, con varie procedure dalla distribuzione dei risentimenti macrosismici (e.g., Gasperini et alii, 1999; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Rovida et alii, 2011). Per cui, anche le stime ufficiali di pericolosità sismica (Gruppo di Lavoro MPS, 2004), che considerano la magnitudo piuttosto che l'intensità dei terremoti, dipendono in ultima analisi dalla distribuzione e qualità dei dati macrosismici. Indagini di questo tipo hanno prodotto una carta dei valori di

A

| Sigla | Nome stazione | Comune | N | PGA _{max} (PGA/g) | Evento (M _L) | D |
|-------|--------------------------|----------------------|----|----------------------------|--------------------------|-------|
| AUL | Aulla | Aulla | 2 | 21.664 (0.022) | 23/12/2008 (5.1) | 47.4 |
| BDT | Badia Tedalda | Badia Tedalda | 17 | 16.290 (0.017) | 30/8/2006 (3.7) | 6.8 |
| BGL | Bagni di Lucca | Bagni di Lucca | 2 | 3.295 (0.003) | 23/12/2008 (5.1) | 60.2 |
| BGN | Bagnone | Bagnone | 2 | 115.350 (0.117) | 22/3/1984 (3.5) | 8.4 |
| BRB | Barberino di Mugello | Calenzano | 2 | 7.133 (0.007) | 14/9/2003 (4.9) | 33.7 |
| BRG | Barga | Barga | 2 | 59.539 (0.061) | 7/6/1980 (4.3) | 11.5 |
| BBB | Bibbiena | Bibbiena | 1 | 49.538 (0.050) | 26/11/2001 (4.4) | 25.6 |
| BBN | Bibbiena (nuova) | Bibbiena | 2 | 3.887 (0.004) | 26/5/2006 (3.3) | 7.9 |
| BSZ | Borgo S. Lorenzo (Nuova) | Borgo S. Lorenzo | 2 | 9.912 (0.01) | 14/9/2003 (4.9) | 23.0 |
| CNF | Castelnuovo di Garf. | Castelnuovo di Garf. | 3 | 3.532 (0.004) | 23/12/200 (5.1) | 45.4 |
| FRE | Firenze | Firenze | 1 | 25.329 (0.026) | 14/9/2003 (4.9) | 11.2 |
| FRE1 | Firenze1 | Firenze | 1 | 2.448 (0.002) | 23/12/2008 (5.1) | 91.4 |
| FVZ | Fivizzano | Fivizzano | 9 | 26.862 (0.027) | 10/8/2006 (3.1) | 6.1 |
| LVR | Livorno | Livorno | 2 | 2.483 (0.003) | 17/4/2006 (3.8) | 21.0 |
| PIC | Piancastagnaio | Piancastagnaio | 10 | 1.240 (0.001) | 6/4/2009 (5.8) | 147.0 |
| PNS | Piancastagnaio (Natali) | Piancastagnaio | 2 | 147.940 (0.151) | 1/4/2000 (3.9) | 1.6 |
| PNC | Piancastagnaio | Piancastagnaio | 2 | 146.891 (0.15) | 1/4/2000 (3.9) | 2.3 |
| PZS | Piazza al Serchio | Piazza al Serchio | 5 | 8.161 (0.008) | 23/12/2008 (5.1) | 37.5 |
| PVS | Pieve S. Stefano | Pieve S. Stefano | 1 | 182.611 (0.186) | 26/11/2001 (4.4) | 9.3 |
| PIT | Pistoia | Pistoia | 3 | 2.558 (0.003) | 27/3/2006 (3.8) | 30.3 |
| PST | Pistoia | Pistoia | 4 | 32.368 (0.033) | 6/7/1980 (4.3) | 26.0 |
| PNM | Pontremoli | Pontremoli | 11 | 18.836 (0.019) | 7/4/2006 (3.2) | 6.6 |
| SMP | S. Marcello Pistoiese | S. Marcello Pist. | 2 | 6.685 (0.007) | 23/12/2008 (5.1) | 60.7 |
| SNS | Sansepolcro | Sansepolcro | 5 | 3.830 (0.004) | 6/4/2009 (5.8) | 168.0 |
| SSP | Sansepolcro Città | Sansepolcro | 1 | 72.315 (0.074) | 26/11/2001 (4.4) | 4.5 |
| SSG | Sansepolcro Gragnano | Sansepolcro | 2 | 127.780 (0.13) | 26/11/2001 (4.4) | 2.5 |
| VGD1 | Vagli Centrale (Diga 1) | Vagli Sotto | 1 | 34.332 (0.035) | 7/6/1980 (4.3) | 25.3 |
| VGL | Vagli (Paese) | Vagli Sotto | 4 | 81.300 (0.083) | 7/6/1980 (4.3) | 25.9 |

B

| Sigla | Nome stazione | Comune |
|-------|----------------------------|------------------------|
| ARQ | Arezzo (nuova) | Arezzo |
| ARZ | Arezzo | Arezzo |
| BSL | Borgo San Lorenzo | Borgo San Lorenzo |
| CLL | Castellina in Chianti | Castellina in Chianti |
| CRO | Cortona | Cortona |
| CVM | Civitella Marittima | Civitella Paganico |
| DCM | Dicomano | Dicomano |
| FGV | Figline Valdarno | Figline Valdarno |
| FIE | Fiesole | Fiesole |
| FRZ | Firenze | Firenze |
| FST | Firenze (Santeramo) | Firenze |
| MNT | Monticiano | Monticiano |
| MRR | Marradi | Marradi |
| MTV | Montevarchi | Montevarchi |
| RDD | Radda in Chianti | Radda in Chianti |
| RNC | Rincine (Londa) | Londa |
| SSC | San Casciano dei Bagni | San Casciano dei Bagni |
| TVR | Tavarnuzze | Impruneta |
| VGD2 | Vagli Centrale Base Diga 2 | Vagli Sotto |
| VLN | Valiano | Montepulciano |
| VLT | Volterra | Volterra |

Tab. 2.1.1. Stazioni accelerometriche della Toscana (Catalogo ITACA) con registrazioni (A) e senza registrazioni (B). N=numero di registrazioni, PGA_{max}= massima accelerazione del terreno registrata (Peak Ground Acceleration, in cm s⁻² e rispetto all'accelerazione di gravità, g), M_L= magnitudo del terremoto che ha prodotto la PGA_{max}, D=distanza epicentrale (km).

accelerazione del terreno previsti su scala nazionale con modelli probabilistici (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). I molteplici problemi di tale metodologia, già discussi in Mantovani et alii (2011), sono aggravati dal fatto che le accelerazioni spettrali calcolate si riferiscono al caso della roccia rigida e quindi non tengono conto dell'effetto delle coperture sedimentarie recenti, poco consolidate e con alto contrasto di impedenza sismica rispetto al substrato roccioso sottostante (e.g., Mulargia et alii, 2007; Romeo, 2007). La possibilità che i suddetti modelli sottostimino il moto reale del terreno è messa in evidenza dal recente evento de L'Aquila, dove la PGA osservata attorno all'epicentro ha largamente superato il valore che aveva una bassa probabilità di essere raggiunto nei prossimi 50 anni (0.275 g, Gruppo di Lavoro MPS, 2004, <http://zonesismiche.mi.ingv.it>), oltrepassando 1g in almeno una stazione accelerometrica (Celebi et alii, 2010).

Infine, c'è da notare che spesso manca una valutazione affidabile della risposta sismica dei manufatti, che dipende dalle caratteristiche geometriche e strutturali degli stessi e può essere determinata solo con studi specifici (e.g., Oliveira, 2003; Oliveira e Navarro, 2010). Tale aspetto è di capitale importanza per poter prevedere eventuali fenomeni di risonanza congiunta tra terreno ed edifici, che producono i danneggiamenti più gravi (e.g., Mulargia et alii, 2007). Viceversa, è possibile che in assenza di tali fenomeni forti scuotimenti abbiano lievi conseguenze sull'ambiente antropico.

Sulla base delle considerazioni sopra riportate e di quelle discusse in Mantovani et alii (2011), riteniamo che la procedura per stimare la pericolosità sismica debba tenere prioritariamente conto dei dati macrosismici, senza alterare questa preziosa e unica informazione di base con analisi probabilistiche fondate su ipotesi irrealistiche circa il comportamento sismico delle strutture coinvolte. Comunque, considerando che la storia sismica disponibile è molto limitata rispetto al periodo geologico in cui si sono sviluppate le fratture esistenti, riteniamo che sia necessario integrare i dati macrosismici con informazioni derivate dalle conoscenze acquisite sul quadro tettonico attuale, al fine

di tentare un riconoscimento delle zone del territorio toscano dove lo sviluppo dei processi deformativi attuali può portare all'attivazione di fratture che non sono associate a forti terremoti storici.

Questo capitolo descrive il risultato ottenuto dall'analisi sopra citata, costituito dall'assegnazione di un'intensità massima a ciascun comune della Toscana. I dati macrosismici utilizzati provengono dalla raccolta disponibile più aggiornata, ovvero il catalogo DBMI11 (Locati et alii, 2011, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/>).

Per rendere possibile l'inserimento delle conoscenze sul quadro tettonico attuale nella stima delle intensità massime di ogni comune abbiamo adottato la procedura descritta nel seguito. Partendo dal presupposto che in ognuna delle 5 zone sismiche mostrate in figura 1.1.4 l'evento più intenso documentato si possa verificare in qualsiasi punto dell'area considerata, la sua intensità è assegnata a tutti i comuni compresi, anche se non totalmente, nella zona implicata. Per calcolare gli effetti che i terremoti ipotizzati in ognuna delle 5 zone sismiche adottate possono produrre sui comuni situati all'esterno di tali zone, sono state utilizzate le relazioni empiriche di attenuazione dell'intensità con la distanza ricavate per l'area italiana (e.g., Berardi et alii, 1993; Gomez-Capera, 2006; Pasolini et alii, 2006), o relazioni più locali, quando fornite da studi specifici o ricavate appositamente per le zone dove esiste una sufficiente documentazione macrosismica. La distanza considerata per il calcolo dell'attenuazione è quella che separa la zona considerata dal baricentro del comune in oggetto.

Il risultato di quest'analisi è riportato nelle 10 tabelle 2.1.2-2.1.11, riferite alle province della Toscana. Al fine di offrire una documentazione più completa possibile sugli elementi utilizzati per le scelte effettuate, per ogni comune sono riportate varie informazioni. Oltre alla I_{max} da noi proposta, è indicata per confronto la I_{max} presa dal catalogo macrosismico DBMI11 (è utile chiarire che il valore riportato in tabella si riferisce all'intero territorio del comune considerato e non al solo capoluogo, come invece risulterebbe dalla consultazione in rete delle storie sismiche

DBMI11 dei comuni interessati). La scelta del catalogo DBMI11 è dovuta al fatto che tale raccolta tiene conto delle informazioni fornite da cataloghi precedenti (Baratta, 1983; Postpischl, 1985; Boschi et alii, 1995, 1997, 2000; Camassi e Stucchi, 1997; Monachesi e Stucchi, 1997; Stucchi et alii, 2007). Per dare

la possibilità di confrontare la I_{max} da noi proposta con quella fornita da un precedente tentativo, le tabelle riportano anche i valori di I_{max} suggeriti da Molin et alii (1996) in base al giudizio *esperto* degli autori e all'uso dei dati disponibili all'epoca.

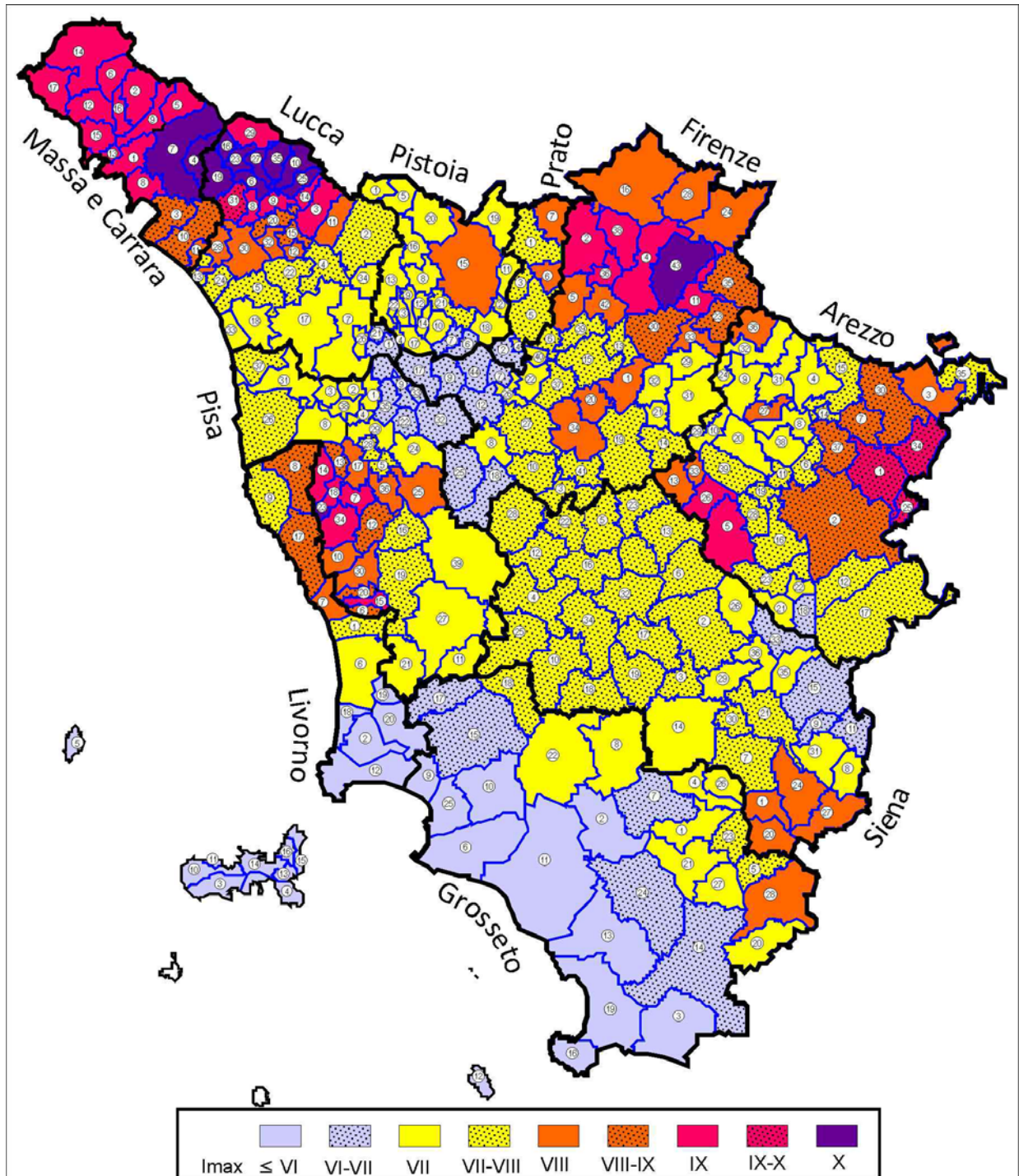


Fig. 2.1.1. Intensità massima MCS assegnata ai comuni toscani in base alla procedura descritta nel testo. Il numero riportato in ogni comune corrisponde a quello delle tabelle 2.1.2 - 2.1.11.

Le caratteristiche e le limitazioni di questo ed altri tentativi precedenti di valutazione dell' I_{max} sono discusse nel paragrafo 2.2.2. Per agevolare il controllo della consistenza, e quindi dell'affidabilità e robustezza della storia sismica disponibile per ogni comune, le tabelle riportano anche la numerosità dei risentimenti documentati suddivisi per varie fasce di intensità \geq al grado 5 MCS.

Una sintesi in colore delle I_{max} da noi proposte per i comuni toscani è mostrata nella figura 2.1.1.

Per fornire un'informazione più completa sono riportate altre due carte. La figura 2.1.2 mostra una sintesi in colore delle I_{max} per i comuni toscani prese dal catalogo DBMI11, mentre la figura 2.1.3 illustra le geometrie delle zone sismiche definite nel primo capitolo, sovrapposte alla sismicità storica (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Guidoboni e Comastri, 2005; Mariotti e Guidoboni, 2006; Rovida et alii, 2011).

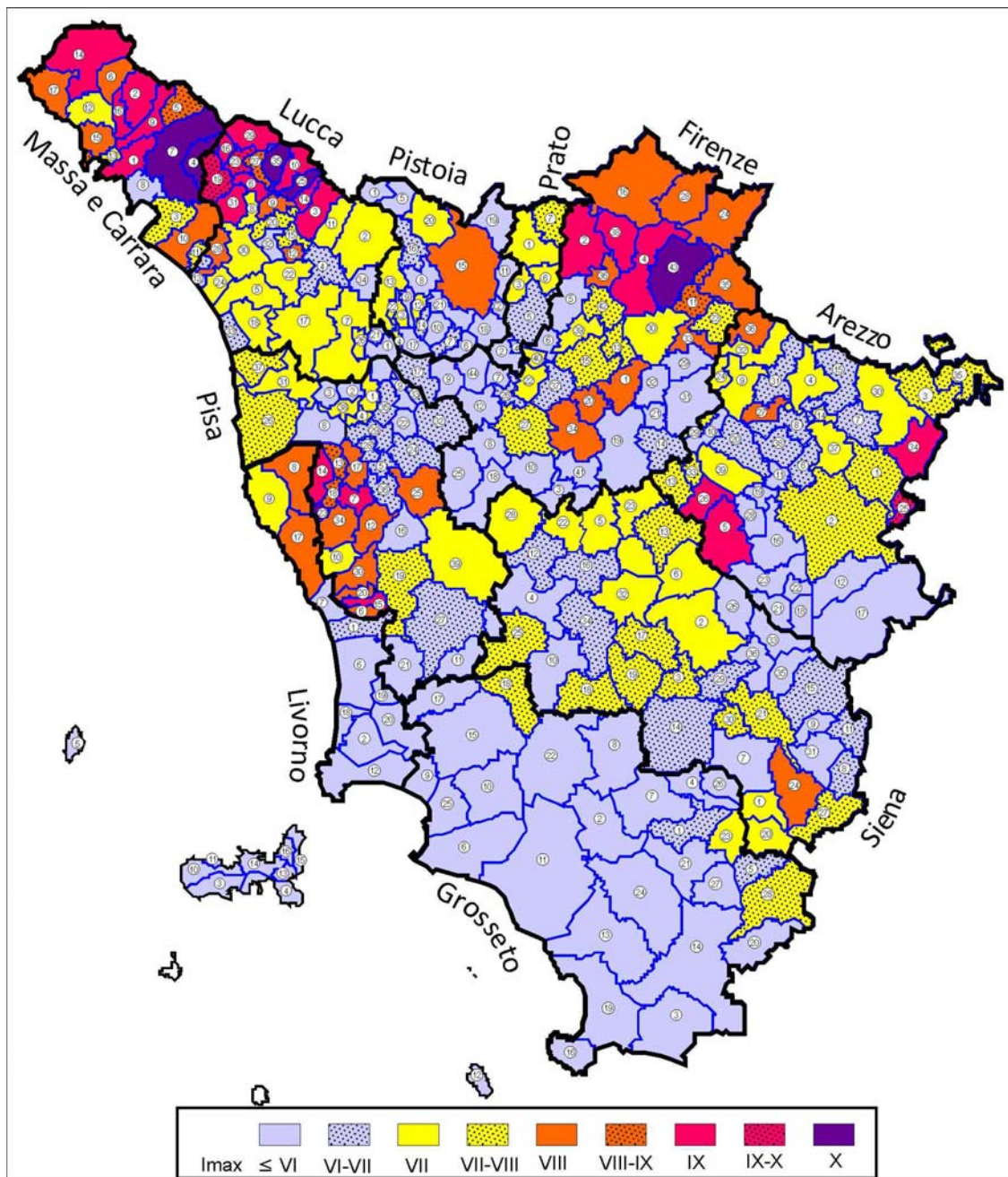


Fig. 2.1.2. Sintesi in colore delle I_{max} MCS dei comuni toscani, prese dal Catalogo di dati macrosismici DBMI11 (Locati et alii, 2011). Il numero riportato in ogni comune corrisponde a quello delle tabelle 2.1.2 - 2.1.11.

Queste due figure aiutano a capire come la mappa delle I_{max} da noi proposta sia influenzata dalle implicazioni del quadro tettonico e da un'attenta analisi della coerenza interna e delle probabili lacune delle informazioni macrosismiche per i vari comuni.

Nell'assegnazione della I_{max} ad ogni comune abbiamo rispettato la condizione che il valore da noi proposto non sia mai inferiore a quello effettivamente risentito (documentato dal catalogo DBMI11 o da altre fonti). Per le poche eccezioni, le motivazioni della scelta

fatta sono spiegate a parte.

Per alcuni comuni, la I_{max} da noi proposta è sensibilmente più elevata (più di un grado della scala MCS) rispetto al valore riportato nel catalogo DBMI11. Per aiutare a capire le possibili cause di tale differenza sono di seguito riportate alcune considerazioni per i comuni implicati nelle 10 province toscane. Accanto al nome di ogni comune considerato è riportata tra parentesi la I_{max} da noi proposta e la I_{max} presa dal catalogo DBMI11.

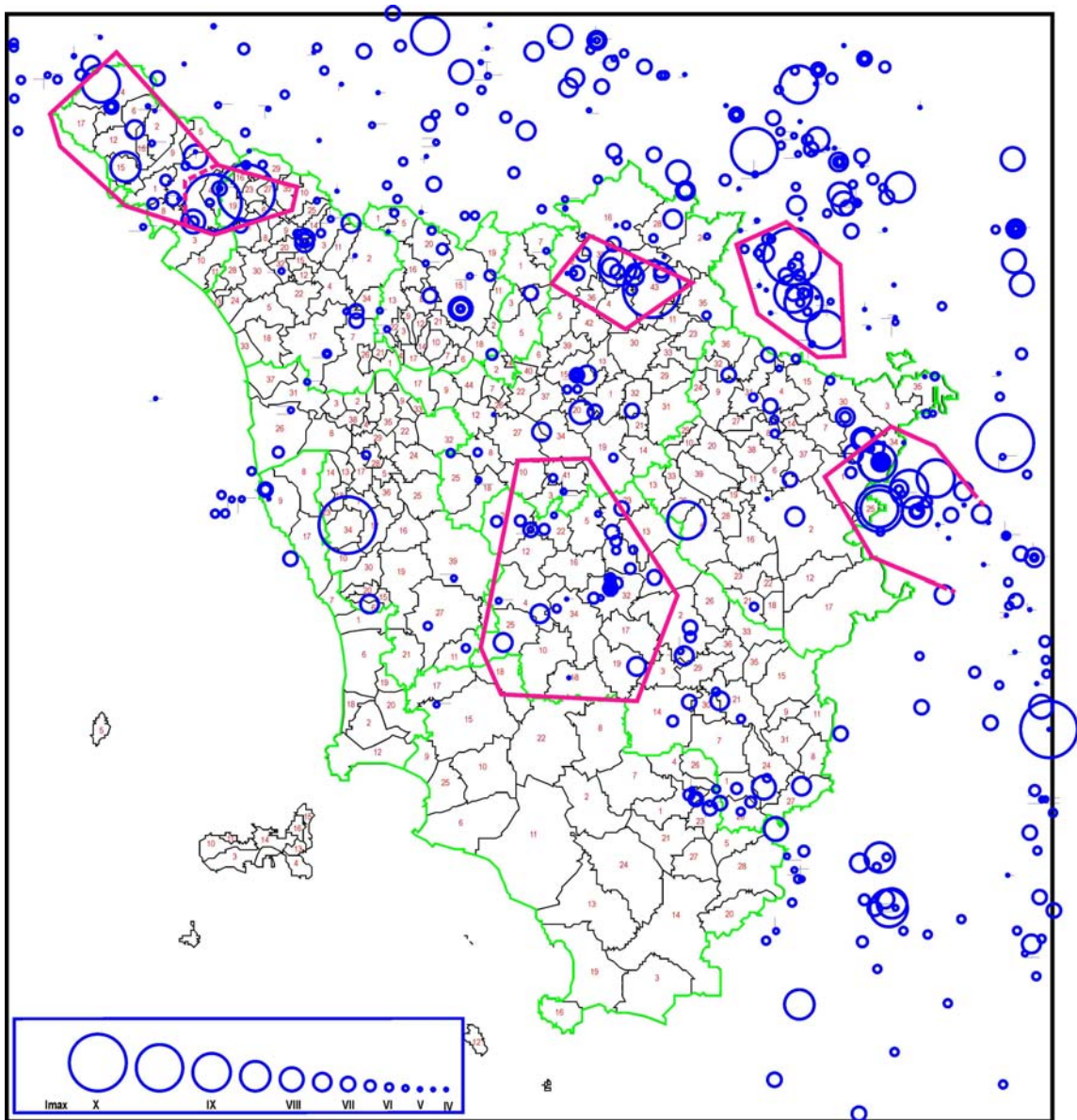


Fig. 2.1.3. Sismicità storica dal catalogo CPTI11 (Rovida et alii, 2011) e geometria delle zone sismiche proposte (vedi cap.1), sovrapposte alla mappa con i confini dei comuni della Toscana. In verde i confini provinciali. Il numero riportato in ogni comune corrisponde a quello delle tabelle 2.1.2 - 2.1.11.

Provincia di Massa Carrara

Per alcuni comuni di questa ed altre province il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.2) è riferito a località e frazioni piuttosto che al capoluogo comunale. Per completare l'informazione riportiamo di seguito i nomi delle frazioni in questione, tra parentesi dopo il nome del comune di appartenenza: Aulla (Olivola, Sannaco),

Bagnone (Compione), Carrara (Bedizzano), Casola in Lunigiana (Ugliancaldo, Vigneta), Comano (Camporaghena), Fivizzano (Montecurto), Licciana Nardi (Monti), Massa (Resceto), Podenzana (Castello di Podenzana), Pontremoli (Cavezzana d'Antena), Villafranca in Lunigiana (Merizzo, Virgoletta), Zeri (San Lorenzo).

| MASSA E CARRARA | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|-----------------|--------------------------|-------------------|-----|-----|-----|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| N | Comune | NP | MOL | DBM | AA | 10≤I<11 | 9≤I<10 | 8≤I<9 | 7≤I<8 | 6≤I<7 | 5≤I<6 |
| 1 | Aulla | 9 | 9 | 9 | | - | 3 | 2 | 3 | 1 | 2 |
| 2 | Bagnone | 9 | 9 | 9 | | - | 1 | 2 | 3 | 6 | 3 |
| 3 | Carrara | 8/9 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 3 | 5 | 3 |
| 4 | Casola in Lunigiana | 10 | ≥10 | 10 | | 2 | 4 | 8 | 5 | 1 | - |
| 5 | Comano | 9 | 9 | 8/9 | | - | - | 1 | 1 | - | 3 |
| 6 | Filattiera | 9 | 8 | 8 | | - | - | 2 | 1 | - | - |
| 7 | Fivizzano | 10 | ≥10 | 10 | | 1 | 14 | 9 | 19 | 9 | 6 |
| 8 | Fosdinovo | 9 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 9 | Licciana Nardi | 9 | 9 | 9 | | - | 2 | 6 | 1 | 1 | 4 |
| 10 | Massa | 8/9 | 8 | 8 | | - | - | 1 | 4 | 3 | 3 |
| 11 | Montignoso | 8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 1 | - |
| 12 | Mulazzo | 9 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | 1 |
| 13 | Podenzana | 9 | 8 | 8 | 8/9 | - | - | 1 | - | - | 1 |
| 14 | Pontremoli | 9 | 9 | 9 | | - | 1 | 17 | 16 | 11 | 4 |
| 15 | Tresana | 9 | 8 | 8 | 8/9 | - | - | 1 | - | - | 1 |
| 16 | Villafranca in Lunigiana | 9 | 9 | 9 | | - | 2 | 3 | 7 | 2 | 1 |
| 17 | Zeri | 9 | 8 | 8 | | - | - | 1 | 1 | 2 | 1 |

Tab. 2.1.2. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Massa e Carrara. NP=intensità massima da noi proposta sulla base dei dati macrosismici e delle conoscenze sul quadro tettonico. MOL=intensità massima proposta da Molin et alii (1996); DBM=Intensità massima ricavata dal catalogo DBMI11 (Locati et alii, 2011); AA=Intensità massima suggerita da altri lavori (Guidoboni e Comastri, 2005; Mariotti e Guidoboni, 2006) o dedotta da scosse riportate dal catalogo CPTI11 (Rovida et alii, 2011; <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI11/>). Per ogni comune è anche riportato il numero dei risentimenti per varie fasce di intensità.

Fosdinovo (9-6)

Il valore 6, riferito al terremoto della Garfagnana del 1920 ($I = 10$), è alquanto più basso del valore da noi proposto (9). Questo valore è determinato dal fatto che il comune è situato nella parte B (Fig.1.2.1) della zona sismica 1 (Garfagnana-Lunigiana), dove è assunta una $I_{max} = 9$. Inoltre, occorre considerare che il sistema di faglie ad andamento E-O che ha presumibilmente prodotto le scosse del 1920 e 1837 (Figg.1.2.1 e 1.2.2; Brozzetti et alii, 2007; Di Naccio et alii, 2009) si potrebbe estendere verso ovest, implicando la possibile esposizione di tale

zona a scosse di intensità più elevata rispetto a quella documentata.

Mulazzo (9-7)

L'intensità 7 è riferita al terremoto della Garfagnana del 1920 ($I = 10$). Tuttavia, c'è da notare che nei comuni confinanti (Filattiera, Pontremoli, Tresana, Villafranca in Lunigiana e Zeri) l'intensità massima osservata per lo stesso evento è più elevata (8 o 9). Inoltre questo comune è all'interno della sottozona 1B (Fig. 1.2.1) dove è stata assunta una $I_{max} = 9$.

Provincia di Lucca

| LUCCA | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|-------|---------------------------|-------------------|-----|------|-----|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| N | Comune | NP | MOL | DBM | AA | 10≤I<11 | 9≤I<10 | 8≤I<9 | 7≤I<8 | 6≤I<7 | 5≤I<6 |
| 1 | Altopascio | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 2 | Bagni di Lucca | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 8 | 3 |
| 3 | Barga | 9 | 9 | 9 | | - | 1 | 6 | 12 | - | 6 |
| 4 | Borgo a Mozzano | 7/8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 1 |
| 5 | Camaiore | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 2 | 3 |
| 6 | Camporgiano | 10 | 9 | 9 | | - | 3 | 3 | - | 3 | 3 |
| 7 | Capannori | 7 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 2 |
| 8 | Careggine | 9 | 9 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 2 |
| 9 | Castelnuovo di Garfagnana | 9 | 8 | 8 | | - | - | 5 | 2 | 6 | 5 |
| 10 | Castiglione di Garfagnana | 10 | 9 | 9 | | - | 1 | 4 | - | 1 | 3 |
| 11 | Coreglia Antelminelli | 8 | 8 | 7 | 7/8 | - | - | - | 2 | 4 | 4 |
| 12 | Fabbriche di Vallico | 8 | 8 | 8 | | - | - | 1 | - | - | 1 |
| 13 | Forte dei Marmi | 7/8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 3 |
| 14 | Fosciandora | 9 | 9 | 9 | | - | 2 | 1 | 4 | 5 | 2 |
| 15 | Gallicano | 8/9 | 8 | 7/8 | | - | - | 1 | 1 | 5 | 6 |
| 16 | Giuncugnano | 10 | 9 | 9 | | - | 4 | 3 | - | - | 2 |
| 17 | Lucca | 7 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 12 | 15 |
| 18 | Massarosa | 7 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 8 | 2 |
| 19 | Minucciano | 10 | 9 | 9/10 | | - | 6 | 9 | 5 | - | 3 |
| 20 | Molazzana | 8/9 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 3 | 1 |
| 21 | Montecarlo | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 22 | Pescaglia | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | 1 |
| 23 | Piazza al Serchio | 10 | 9 | 9/10 | | - | 5 | 5 | - | 1 | 1 |
| 24 | Pietrasanta | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 2 |
| 25 | Pieve Fosciana | 10 | 9 | 10 | | 1 | 2 | 2 | - | 4 | 2 |
| 26 | Porcari | 7 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | 2 |
| 27 | San Romano in Garfagnana | 10 | 9 | 8/9 | | - | - | 6 | 1 | - | 1 |
| 28 | Seravezza | 8 | 9 | 7 | | - | - | - | 1 | 2 | 4 |
| 29 | Sillano | 9 | 9 | 9 | | - | 4 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| 30 | Stazzema | 8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 5 |
| 31 | Vagli Sotto | 9/10 | 9 | 9 | | - | 1 | 2 | - | 2 | 3 |
| 32 | Vergemoli | 8 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 1 |
| 33 | Viareggio | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 1 |
| 34 | Villa Basilica | 7 | 8 | 5 | 7 | - | - | - | - | - | 1 |
| 35 | Villa Collemandina | 10 | ≥10 | 10 | | 1 | 4 | 1 | - | - | 5 |

Tab. 2.1.3. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Lucca. Vedi didascalia di tabella 2.1.2.

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in figura 2.1.3) sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Barga (Metatino), Bagni di Lucca (Benabbio, Cocciglia), Castelnuovo di Garfagnana (Cerretoli, Colle, Gragnanella, Palleroso, Rontano), Castiglione di Garfagnana (Chiozza), Fabbriche di Vallico (Vallico Sotto), Fosciandora (Al Bacino, Divago), Gallicano (Cardoso), Minucciano (Agliano), Pescaglia (Bozzan), Piazza al Serchio (Cortia), Pieve Fosciana (Capraia), Sillano (Camporanda, Brica, Dalli Sopra), Vagli Sotto (Vagli Sopra).

Careggine (9-7)

Il valore 7 si riferisce al risentimento del terremoto del 1920 in Garfagnana ($I = 10$). Questo valore sembra molto basso considerando che nei comuni adiacenti di Camporgiano e Vagli Sotto l'Imax osservata per lo stesso evento è 9.

Il valore di Imax da noi proposto è suggerito dal fatto che questo comune è parzialmente compreso nella sottozona sismica 1A (Fig.1.2.1), dove è assunta una Imax = 10.

San Romano in Garfagnana (10-8/9)

Il valore 8/9 è relativo al terremoto della Garfagnana del 1920 ($I = 10$), distante meno di 5 km. Questo comune è circondato da altri

che hanno risentito intensità superiori (Camporgiano e Sillano $I_{max} = 9$, Piazza al Serchio $I_{max} = 9/10$; Pieve Fosciana e Villa Collemandina $I_{max} = 10$). La nostra proposta tiene conto del fatto che questo comune è quasi interamente compreso nella sottozona 1A (Fig.1.2.1) dove è assunta una $I_{max} = 10$.

Vergemoli (8-6)

Il valore 6 si riferisce al terremoto del 1920 ($I = 10$), distante circa 20 km. La nostra proposta è suggerita dal fatto che questo comune confina con Molazzana e Galliciano, che hanno risentito di una $I_{max} = 7/8$ per lo stesso terremoto. Inoltre il terremoto della Toscana settentrionale del 1117 ($I = 7/8$,

Guidoboni e Comastri 2005; Guidoboni et alii, 2005) dista meno di 5 km.

Villa Basilica (7-5)

Il valore di 5, unico risentimento documentato, si riferisce all'evento della Valle del Bisenzio del 1899 ($I = 7$), distante circa 35 km. Siccome però il terremoto della Garfagnana del 1914 ($I = 7$) è localizzato a soli 4 km, sembra ragionevole supporre che abbia provocato effetti maggiori di 5 in questo comune, anche considerando l'estensione dell'area di risentimento (Cavasino, 1935). Inoltre il comune in oggetto è circondato da Bagni di Lucca, Borgo a Mozzano, Capannori e Pescia, che presentano una intensità massima tra 6 e 7 per le due forti scosse della Garfagnana del 1914 e 1920.

Provincia di Pistoia

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.4) sono indicate tra parentesi dopo il

comune di appartenenza: Chiesina Uzzanese (Molin Nuovo), Larciano (Limestre), Marliana (Momigno).

| PISTOIA | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBM11) | | | | | |
|---------|------------------------|-------------------|-----|-----|----|-----------------------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| N | Comune | NP | MOL | DBM | AA | $10 \leq I < 11$ | $9 \leq I < 10$ | $8 \leq I < 9$ | $7 \leq I < 8$ | $6 \leq I < 7$ | $5 \leq I < 6$ |
| 1 | Abetone | 7 | 8 | 4 | | - | - | - | - | - | - |
| 2 | Agliaia | 7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 3 | Buggiano | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 1 |
| 4 | Chiesina Uzzanese | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | 1 |
| 5 | Cutigliano | 7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 2 |
| 6 | Lamporecchio | 6/7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 3 |
| 7 | Larciano | 6/7 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 8 | Marliana | 7 | 8 | 5/6 | 7 | - | - | - | - | - | 3 |
| 9 | Massa e Cozzile | 7 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 2 |
| 10 | Monsummano Terme | 7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 2 |
| 11 | Montale | 7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | - |
| 12 | Montecatini Terme | 7 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 1 | 2 |
| 13 | Pescia | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 3 | 1 | 4 |
| 14 | Pieve a Nievole | 7 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | - |
| 15 | Pistoia | 8 | 9 | 8 | | - | - | 1 | 2 | 5 | 15 |
| 16 | Piteglio | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 3 |
| 17 | Ponte Buggianese | 7 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 18 | Quarrata | 7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 19 | Sambuca Pistoiese | 7 | 8 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 2 |
| 20 | San Marcello Pistoiese | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 4 | 5 |
| 21 | Serravalle Pistoiese | 7/8 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 22 | Uzzano | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | - | - |

Tab. 2.1.4. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della provincia di Pistoia. Vedi didascalia di tabella 2.1.1.

Abetone (7-4)

Il valore 4 si riferisce a due scosse minori in Garfagnana avvenute nel 1988 e nel 1997 ($I = 6$ e 5). E' da considerare che il terremoto

del 1920 della Garfagnana ($I = 10$) dista soltanto 30 km e che tale scossa è stata risentita con $I = 6$ nel comune di Cutigliano, situato a maggiore distanza dall'epicentro

(circa 40 km) e con intensità comprese tra 6 e 8 nei comuni limitrofi del Modenese (Fanano, Lizzano in Belvedere, Pievepelago e Sestola). Ancora più vicino (6 km) è il terremoto di Coreglia Antelminelli del 1740 ($I = 7/8$). La mancanza di informazioni su terremoti rilevanti si può facilmente imputare al fatto che questo comune è stato istituito nel 1936.

Marliana (7-5/6)

Il valore 5/6 deriva dal terremoto della Garfagnana del 1914 ($I = 7$), distante circa 14 km. Il valore da noi proposto tiene conto del fatto che in questo comune è localizzato il terremoto del 1904 con $I = 7$.

Massa e Cozzile (7-5)

Il valore 5 deriva dai due soli risentimenti riportati, relativi ai terremoti della Garfagnana del 1914 ($I = 7$) e Mugello del 1919 ($I = 10$), distanti rispettivamente circa 10 e 55 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che questo comune è circondato da altri con $I_{max} = 7$ (Buggiano, Montecatini Terme, Pescia e Uzzano) e che i terremoti di Pistoia del 1293 ($I = 8$) e 1527 ($I = 7/8$) distano meno di 14 km.

Ponte Buggianese (7-5)

Il valore 5 è riferito al terremoto del Fiorentino nel 1895 ($I = 8$), distante circa 40 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che i terremoti di Pistoia del 1293 ($I = 8$) e 1527 ($I = 7/8$) distano meno di 15 km. Inoltre questo comune confina con altri aventi $I_{max} = 6/7$ e 7 (Buggiano, Larciano, Montecatini Terme e Pieve a Nievole).

Sambuca Pistoiese (7-5/6)

Il valore 5/6 deriva dal terremoto del 1995 ($I = 5/6$) avvenuto al confine di questo comune. La nostra proposta tiene conto del fatto che i terremoti di Pistoia del 1293 ($I = 8$) e 1527 ($I = 7/8$) distano meno di 15 km e quello di Vernio del 1843 ($I = 7$) meno di 10 km e che questo comune confina con altri aventi $I_{max} = 7$ (Cantagallo) e 8 (Pistoia). Una $I_{max} = 6/7$ potrebbe essere altrettanto accettabile.

Serravalle Pistoiese (7/8-6)

Il valore 6 deriva dal terremoto della Garfagnana del 1914 ($I = 7$), distante circa 18 km. Il valore da noi proposto tiene conto del fatto che i terremoti di Pistoia del 1293 ($I = 8$) e 1527 ($I = 7/8$) sono a circa 5 km

Provincia di Prato

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.5) sono indicate tra parentesi dopo il

comune di appartenenza: Cantagallo (Rocca Cerbaia, Usella), Vaiano (Schignano).

| PRATO | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|-------|-----------------|-------------------|-----|-----|-----|------------------------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| N | Comune | NP | MOL | DBM | AA | $10 \leq I < 11$ | $9 \leq I < 10$ | $8 \leq I < 9$ | $7 \leq I < 8$ | $6 \leq I < 7$ | $5 \leq I < 6$ |
| 1 | Cantagallo | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 1 | 1 |
| 2 | Carmignano | 6/7 | 9 | 5 | 6/7 | - | - | - | - | - | 5 |
| 3 | Montemurlo | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | - | - |
| 4 | Poggio a Caiano | 7 | 8 | 5 | | - | - | - | - | - | 2 |
| 5 | Prato | 7/8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 6 | 8 |
| 6 | Vaiano | 8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 2 | - |
| 7 | Vernio | 8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 2 | 4 |

Tab. 2.1.5. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della provincia di Prato. Vedi didascalia di tabella 2.1.2.

Carmignano (6/7-5)

Il valore 5 è riferito ai terremoti del 1895 nel Fiorentino ($I = 8$), 1899 nella Valle del Bisenzio ($I = 7$), 1914 in Garfagnana ($I = 7$) e 1919 nel Mugello ($I = 10$), distanti rispettivamente 20, 12, 35 e 40 km. La nostra

proposta tiene conto del fatto che i terremoti di Pistoia del 1293 ($I = 8$) e 1527 ($I = 7/8$), distano meno di 15 km.

Poggio a Caiano (7-5)

Il valore 5 è riferito ai terremoti del 1895

nel Fiorentino (I = 8) e del 1909 nella Bassa Padana (I = 6/7), distanti rispettivamente oltre 20 e 95 km. La nostra proposta tiene conto del

fatto che i terremoti di Pistoia del 1293 (I = 8) e 1527 (I = 7/8) distano meno di 15 km.

Provincia di Firenze

| FIRENZE | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|---------|----------------------------|-------------------|----|-----|-----|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| N° | Comune | NP | MO | DB | AA | 10≤I<11 | 9≤I<10 | 8≤I<9 | 7≤I<8 | 6≤I<7 | 5≤I<6 |
| 1 | Bagno a Ripoli | 8 | 8 | 8 | | - | - | 6 | 8 | 1 | 11 |
| 2 | Barberino di Mugello | 9 | 9 | 9 | | - | 1 | 4 | 4 | 4 | 10 |
| 3 | Barberino Val d'Elsa | 7/8 | 7 | 4/5 | 5/6 | - | - | - | - | - | - |
| 4 | Borgo San Lorenzo | 9 | 9 | 9 | | - | 7 | 17 | 15 | 8 | 13 |
| 5 | Calenzano | 8 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 1 |
| 6 | Campi Bisenzio | 7/8 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 4 |
| 7 | Capraia e Limite | 6/7 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 8 | Castelfiorentino | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 6 |
| 9 | Cerreto Guidi | 6/7 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 2 |
| 10 | Certaldo | 7/8 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 4 |
| 11 | Dicomano | 9 | 9 | 8/9 | | - | - | 2 | 1 | 1 | 7 |
| 12 | Empoli | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 4 |
| 13 | Fiesole | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 3 | 7 |
| 14 | Figline Valdarno | 7/8 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 5 | 1 |
| 15 | Firenze | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 6 | 14 | 24 |
| 16 | Firenzuola | 8 | 8 | 8 | | - | - | 1 | 4 | 3 | 11 |
| 17 | Fucecchio | 6/7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 2 |
| 18 | Gambassi Terme | 6/7 | 7 | - | 2/3 | - | - | - | - | - | - |
| 19 | Greve in Chianti | 7/8 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 4 | 2 |
| 20 | Impruneta | 8 | 9 | 8 | 7/8 | - | - | 1 | 4 | 2 | 4 |
| 21 | Incisa in Val d'Arno | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 3 |
| 22 | Lastra a Signa | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 6 |
| 23 | Londa | 8/9 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | - | 4 |
| 24 | Marradi | 8 | 9 | 8 | | - | - | 2 | 4 | 5 | 8 |
| 25 | Montaione | 6/7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 26 | Montelupo Fiorentino | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 1 |
| 27 | Montespertoli | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 3 | 1 |
| 28 | Palazzo sul Senio | 8 | 8 | 8 | | - | - | 2 | 4 | 1 | 2 |
| 29 | Pelago | 7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 30 | Pontassieve | 8/9 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 4 | 4 |
| 31 | Reggello | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 2 |
| 32 | Rignano sull'Arno | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 2 |
| 33 | Rufina | 8 | 8 | 8 | | - | - | 1 | 2 | - | 2 |
| 34 | S. Casciano in Val di Pesa | 8 | 8 | 8 | | - | - | 3 | 6 | 2 | 5 |
| 35 | San Godenzo | 8/9 | 8 | 8 | | - | - | 5 | 1 | 5 | 1 |
| 36 | San Piero a Sieve | 9 | 9 | 8 | | - | - | 2 | 2 | 1 | 4 |
| 37 | Scandicci | 7/8 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 3 |
| 38 | Scarperia | 9 | 9 | 9 | | - | 3 | 2 | 8 | 6 | 14 |
| 39 | Sesto Fiorentino | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 7 |
| 40 | Signa | 7 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 1 | 2 |
| 41 | Tavarnelle Val di Pesa | 7/8 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | - |
| 42 | Vaglia | 8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 2 | 1 |
| 43 | Vicchio | 10 | 9 | 10 | | 2 | 7 | 2 | 3 | 8 | 8 |
| 44 | Vinci | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 1 |

Tab. 2.1.6. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della provincia di Firenze. Vedi didascalia di tabella 2.1.2.

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.6) sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Bagno a Ripoli

(Costa al Rosso, Croce a Varliano, Fonte del Pidocchio, Lappeggi, San Bartolomeo a Quarate, San Martino in Strada) Barberino di Mugello (Galliano, Petrognano), Borgo San

Lorenzo (Casaglia, Figliano, Grezzano, Liprafatta, Marzano, Pulicciano, Ronta), Dicomano (Frascole), Fiesole (Vincigliata), Firenze (Camerata, Galluzzo), Firenzuola (Casanova), Londa (Vierle), Montespertoli (Poppano, S. Quirico in Collina), Pontassieve (Doccia), Rufina (Petrognano), San Casciano in Val di Pesa (Sant'Andrea in Percussina, Spedaletto, Villa Fenzi), San Piero a Sieve (Convento di Bosco ai Frati, Spugnole), Sesto Fiorentino (Quarto), Vaglia (Convento di Monte Senario), Vicchio (Mirandola, Rupecanina).

Barberino Val d'Elsa (7/8-4/5)

Il valore 4/5 si riferisce ai terremoti del 1895 nel Fiorentino ($I = 8$) e 1909 ($I = 6/7$), nella Bassa Padana, distanti rispettivamente circa 20 e 120 km. Il valore di I_{max} da noi proposto è suggerito dal fatto che questo comune è inserito nella zona simogenetica Chianti-Montagnola Senese.

Calenzano (8-6)

Il valore 6 si riferisce ai terremoti del 1895 nel Fiorentino ($I = 8$) e del 1919 ($I = 10$) nel Mugello, distanti rispettivamente circa 20 e 25 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che la zona sismica del Mugello è adiacente alla parte settentrionale di questo comune.

Campi Bisenzio (7/8-6)

Il valore 6 si riferisce ai terremoti del Fiorentino del 1895 ($I = 8$) e del Mugello del 1919 ($I = 10$), distanti rispettivamente circa 15 e 30 km. Il valore da noi proposto deriva dal fatto che il terremoto di Firenze del 1453 ($I = 7/8$) è a meno di 10 km.

Capraia e Limite (6/7-5)

Il valore 5 si riferisce ad un terremoto del 1911 nel Chianti ($I = 7$) distante circa 40 km. Però, va considerato che il terremoto del 1897 di Carmignano ($I = 6/7$) dista circa 5 km e quello del 1812 di San Casciano in Val di Pesa ($I = 7/8$) meno di 15 km. Inoltre, questo comune confina con Montelupo Fiorentino che ha risentito di $I_{max} = 6/7$.

Cerreto Guidi (6/7-5)

Il valore 5 è riferito ai terremoti del 1911

nel Chianti ($I = 7$) e della Garfagnana del 1914 ($I = 7$), distanti rispettivamente circa 35 e 50 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che i terremoti di Pistoia del 1293 ($I = 8$) e del 1527 ($I = 7/8$) sono avvenuti a distanze minori (circa 15 km). Inoltre, questo comune confina con altri aventi $I_{max} = 6/7$.

Certaldo (7/8-5/6)

Il valore 5/6 deriva dal terremoto della Valle dell'Elsa del 1869 ($I = 6/7$), distante meno di 10 km. Il valore da noi proposto tiene conto della breve distanza (circa 5 Km) di questo comune dal terremoto di San Casciano Val di Pesa del 1812 ($I = 7/8$) e che esso confina o è vicinissimo a comuni che hanno risentito di $I = 7/8$ e 8.

Gambassi Terme (6/7-2/3)

Per questo comune il catalogo DBMI11 non fornisce alcuna informazione. Il valore 2/3, unico risentimento riportato da fonte INGV, si riferisce al terremoto della Lunigiana del 1995 ($I = 7$) distante circa 100 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che questo comune confina con altri aventi $I_{max} = 7$ e che l'adiacente comune di San Gimignano ha ospitato una scossa di $I = 7$ (1869) e due scosse di $I = 6/7$ (1895 e 1897).

Greve in Chianti (7/8-6)

Il valore 6 deriva dai terremoti del 1895 e 1959 nel Fiorentino ($I = 8$ e 7), 1911 nel Chianti ($I = 7$) e 1962 ($I = 6$) nel comune stesso. Il valore di intensità da noi proposto tiene conto del fatto che i valori documentati si riferiscono al capoluogo, distante circa 15 km dai terremoti più intensi, mentre la parte settentrionale di questo comune è molto vicina agli epicentri degli eventi del 1895 e 1959.

Pontassieve (8/9-7)

Il valore 7 si riferisce al terremoto del Mugello del 1919 ($I = 10$) documentato nella frazione di Doccia, distante circa 15 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che la parte settentrionale di questo comune è molto più vicina (meno di 5 km) all'epicentro del terremoto del 1919 e inoltre i comuni adiacenti (Dicomano, Borgo San Lorenzo, e Vicchio) hanno risentito di $I = 8/9, 9$ e 10.

Tavarnelle Val di Pesa (7/8-6)

Il valore 6 è associato alla scossa del 1895 nel Fiorentino ($I = 8$). Il valore da noi proposto tiene conto del fatto che l'evento di San

Provincia di Arezzo

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.7) sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Bucine (Castagnoli), Cavriglia (Montegonzi), Cortona (Pierle), Montevarchi (Caposelvi), Pian di Scò (Faella), San Giovanni Valdarno (Baldofano, Poggio Filicaia), Stia (Papiano, Porciano).

In base ai valori di I_{max} riportati dal catalogo DBMI11, per la scossa del 1917 ($I=9/10$) risulterebbe una forte attenuazione dell'intensità nei comuni che stanno a NO di Monterchi. Infatti, eccettuato Anghiari ($I=7/8$), si registrano valori modesti in comuni distanti meno di 25 km dall'epicentro della scossa suddetta (Arezzo 6, Caprese Michelangelo 4, Pieve Santo Stefano 4, Subbiano 5/6).

E' importante cercare di capire se questa tendenza a risentire in modo attenuato gli effetti dei terremoti dell'Alta Valtiberina sia un fenomeno fisico reale, da tenere presente nella stima della pericolosità sismica, o sia invece dovuta a incertezza sistematica sulle notizie macrosismiche (per esempio, per quella scossa mancano osservazioni sui comuni di Capolona e Chiusi della Verna). Inoltre, per una scossa precedente, con epicentro sempre a Monterchi (1352) ma meno intensa ($I = 9$), è riportato un risentimento di $I_{max} = 7/8$ per il comune di Arezzo. Del resto, anche per Anghiari i due risentimenti più elevati ($I = 7$ e $7/8$) derivano da terremoti con epicentro nell'Alta Valtiberina (rispettivamente 1789 e 1917). Lo stesso vale per tre dei quattro risentimenti massimi ($I = 7$) osservati a Pieve Santo Stefano, prodotti dalle scosse del 1559, 1694 e 1948.

Anghiari (9/10-7/8)

Come detto sopra, l' I_{max} osservata (7/8) deriva dalla scossa del 1917. In base alle

Casciano Val di Pesa del 1812 ($I = 7/8$) è a circa 5 km e che questo comune confina con altri che hanno risentito di $I = 7/8$ e 8.

conoscenze sull'assetto tettonico abbiamo ritenuto opportuno assegnare a questo comune una I_{max} molto più alta (9/10). Questa scelta tiene conto in particolare del fatto che il sistema di faglie di Monterchi (sede dei terremoti del 1917 $I = 9/10$ e 1352 $I = 9$) si estende verso NO attraversando questo comune, come descritto nel primo capitolo. Inoltre, la scossa di Sansepolcro del 1353 ($I = 9$) è associata al sistema di faglie antitetiche rispetto a quelle che passano in questo comune. Per cui, la possibilità che le faglie di Anghiari siano sede in futuro di scosse di intensità paragonabili a quelle di Monterchi può essere difficilmente esclusa.

Caprese Michelangelo (8/9-6/7)

Il valore 6/7 si riferisce al terremoto del 1919 nel Mugello ($I = 10$), distante circa 20 km. Questo è uno dei comuni dove abbiamo ritenuto opportuno (e prudente) assumere una I_{max} più coerente con le implicazioni tettoniche dell'Alta Valtiberina.

Castelfranco di Sopra (7-4/5)

Il valore 4/5 deriva dai terremoti del 1909 nella Bassa Padana ($I = 6/7$), a distanza di oltre 100 km, del 1962 nella Valle del Greve ($I = 6$) e del 2001 nel Casentino ($I = 5/6$) distanti rispettivamente circa 15 e 40 km. Non sono documentati i risentimenti, molto probabilmente superiori a 4/5, dei forti terremoti del Mugello del 1542 ($I = 9$) e 1919 ($I = 10$), Alta Valtiberina del 1458 ($I = 8/9$), 1352, 1389, 1789 ($I = 9$) e 1917 ($I = 9/10$), con distanze comprese tra 30 e 50 km. La nostra proposta è coerente con le I_{max} dei comuni circostanti.

Castiglion Fibocchi (7/8-4/5)

Il valore 4/5 si riferisce ai terremoti di Murlo del 1909 ($I = 7/8$) e del 2001 nel Casentino ($I = 5/6$), distanti rispettivamente circa 50 e 25 km. Il valore da noi proposto tiene conto del fatto che il terremoto

dell'Aretino del 1796 ($I = 7$) dista meno di 10 km e quello nell'Aretino del 1918 ($M = 4.9$) è adiacente al confine comunale. Nel catalogo PFG (Postpischl, 1985), questo evento ($I = 7$)

era posizionato ad Osimo (AN), poi nei cataloghi successivi è stato riposizionato nell'aretino, ma senza precisare l'intensità (Camassi e Stucchi, 1997).

| AREZZO | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|--------|----------------------------|-------------------|-----------|------|-----|------------------------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| N | Comune | NP | MO | DB | AA | $10 \leq I < 11$ | $9 \leq I < 10$ | $8 \leq I < 9$ | $7 \leq I < 8$ | $6 \leq I < 7$ | $5 \leq I < 6$ |
| 1 | Anghiari | 9/10 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 2 | 4 |
| 2 | Arezzo | 8/9 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 3 | 9 |
| 3 | Badia Tedalda | 8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 4 | 4 |
| 4 | Bibbiena | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 3 | - | 5 |
| 5 | Bucine | 9 | 7 | 9 | | - | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 |
| 6 | Capolona | 7/8 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 7 | Caprese Michelangelo | 8/9 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 4 | 1 |
| 8 | Castel Focognano | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 2 |
| 9 | Castel San Niccolò | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | - |
| 10 | Castelfranco di Sopra | 7 | 7 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 11 | Castiglion Fibocchi | 7/8 | 7 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 12 | Castiglion Fiorentino | 7/8 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 2 |
| 13 | Cavriglia | 8 | 7 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 1 | - |
| 14 | Chitignano | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 3 | 1 | 1 |
| 15 | Chiusi della Verna | 7/8 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 3 |
| 16 | Civitella in Val di Chiana | 7/8 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 2 | - |
| 17 | Cortona | 7/8 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 5 |
| 18 | Foiano della Chiana | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | - |
| 19 | Laterina | 7/8 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 20 | Loro Ciuffenna | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 1 |
| 21 | Lucignano | 7 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 22 | Marciano della Chiana | 7 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 23 | Monte San Savino | 7/8 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 2 |
| 24 | Montemignaio | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 1 |
| 25 | Monterchi | 9/10 | ≥ 10 | 9/10 | | - | 3 | 2 | - | 2 | 5 |
| 26 | Montevarchi | 9 | 7 | 9 | | - | 1 | - | 1 | 2 | 8 |
| 27 | Ortignano Raggiolo | 8 | 7 | 8 | | - | - | 1 | 1 | - | - |
| 28 | Pergine Valdarno | 7/8 | 7 | 5 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 29 | Pian di Sco' | 7/8 | 7 | 7/8 | | - | - | 1 | - | - | - |
| 30 | Pieve Santo Stefano | 8/9 | 8 | 7 | 7/8 | - | - | - | 4 | 3 | 4 |
| 31 | Poppi | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 10 |
| 32 | Pratovecchio | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 2 |
| 33 | San Giovanni Valdarno | 8 | 7 | 7/8 | | - | - | - | 3 | 2 | 4 |
| 34 | Sansepolcro | 9/10 | 9 | 9 | | - | 1 | 4 | 8 | 8 | 12 |
| 35 | Sestino | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 2 | 6 |
| 36 | Stia | 8 | 8 | 8 | | - | - | 2 | 1 | - | 1 |
| 37 | Subbiano | 8/9 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 2 |
| 38 | Talla | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 39 | Terranuova Bracciolini | 7/8 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | - |

Tab. 2.1.7. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche considerate per i comuni della provincia di Arezzo. Vedi didascalìa di tabella 2.1.2.

Castiglion Fiorentino (7/8-6)

Il valore 6 si riferisce ai terremoti del 1897 nell'Appennino Umbro-Marchigiano ($I = 7/8$) e del 1917 nella Val Tiberina ($I = 9/10$), distanti rispettivamente circa 40 e 20 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che questo comune dista circa 10 km dal terremoto di Arezzo del 1005 ($I = 7/8$) e che la sua parte orientale è a circa 5 km dalla zona sismica dell'Alta Valtiberina.

Civitella in Val di Chiana (7/8-6)

Il valore 5/6 si riferisce agli eventi del Chianti del 1911 ($I = 7$) e del 1917 ($I = 9/10$) distanti circa 30 km. Il valore da noi proposto è compatibile con il fatto che i terremoti di Arezzo del 1005 ($I = 7/8$) e 1918 ($M = 4.9$, non è precisata l'intensità) sono a circa 10 km. Inoltre, questo comune confina con Arezzo, che ha una $I_{max} = 7/8$, e soprattutto con il comune di Bucine a cui è stato assegnato un

risentimento di 9 ospitando la scossa della Val d'Ambra del 1558 ($I = 9$).

Cortona (7/8-5/6)

Il valore 5/6 (documentato per la frazione di Pierle) si riferisce al terremoto di Città di Castello del 1865 ($I = 7$) distante circa 10 km. La nostra scelta considera il fatto che i forti terremoti dell'Alta Valtiberina: 1352 ($I = 9$), 1458 ($I = 8/9$), 1789 ($I = 9$) e 1917 ($I = 9/10$) sono a meno di 15 km dalla parte orientale di questo vasto comune.

Lucignano(7-5)

Il valore 5 si riferisce al terremoto Umbro-Marchigiano del 1997 ($I = 9$), distante circa 100 km. Il valore che noi proponiamo tiene conto del fatto che il terremoto della Val d'Ambra ($I = 9$) è a meno di 20 km dalla parte settentrionale di questo comune.

Marciano della Chiana (7-5)

Il valore 5 si riferisce al terremoto del 2001 nel Casentino ($I = 5/6$), distante circa 35 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che questo comune dista meno di 30 km dagli epicentri dei forti terremoti avvenuti nella Val Tiberina (1352, 1458, 1789 con $I = 9$ e 1917 con $I = 9/10$) e circa 20 km dal terremoto della Val d'Ambra del 1558 ($I = 9$). Inoltre confina con il comune di Arezzo che ha risentito di $I_{max} = 7/8$

Pergine Valdarno (7/8-5)

Il valore 5 si riferisce all'evento di Monterchi del 1919 ($I = 6$), distante circa 35 km. Questo però, non è compatibile con il fatto che per il terremoto di Monterchi del 1917 ($I = 9/10$) il risentimento documentato è solo 4. Il valore di I_{max} da noi proposto tiene conto del fatto che il terremoto del 1558 ($I =$

9) è ad una distanza minore di 10 km e che i terremoti dell'Aretino del 1918 ($M = 4.9$) e del 1005 ($I = 7/8$) sono distanti meno di 10 e 15 km rispettivamente.

Pieve S. Stefano (8/9-7)

Come ricordato sopra, il valore 7 è associato a tre scosse della Val Tiberina del 1559 ($I = 8$), 1694 ($I = 7/8$) e 1948 ($I = 7$) distanti circa 15 km e al forte terremoto del 1918 nell'Appennino romagnolo ($I = 9$) distante circa 30 km. La possibilità che ci sia una tendenza a sottovalutare gli effetti delle scosse è suggerita da alcune evidenze. Per esempio, il risentimento documentato per la scossa di Monterchi del 1917 ($I = 9/10$) è 4, che però non è riconciliabile con il fatto che nella parte meridionale di questo comune molti edifici sono stati danneggiati da questa scossa (<http://www.pievesantostefano.net/citta/storia.php>). Danneggiamenti simili sono documentati per la scossa del Mugello del 1919 ($I = 9$), che ha prodotto $I = 6$. Inoltre, Mariotti e Guidoboni (2006) segnalano un altro evento con epicentro a Pieve Santo Stefano nel 1731 ($I = 7/8$). Va poi tenuto presente che la parte settentrionale di questo comune, confinate con la Romagna, può essere anche esposta agli effetti dei terremoti forti dell'Appennino forlivese. La I_{max} da noi proposta tiene anche conto delle considerazioni sull'assetto sismotettonico fatte per gli altri comuni situati a nord di Monterchi e Sansepolcro (Anghiari, Caprese Michelangelo e Arezzo).

Subbiano (8/9-7)

Il valore 7 si riferisce alla scossa del 1796 nell'Aretino ($I=7$). Per questo comune valgono le stesse considerazioni sismotettoniche fatte per Caprese Michelangelo.

Provincia di Pisa

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.8) sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Casciana Terme (Vivaia), Fauglia (Luciana), Lari (Casciana Alta, Usigliano, San Frediano), Lajatico

(Orciatice), Montecatini Val di Cecina (Casaglia), Montopoli in Valdarno (Marti), Palaia (Forcoli), Peccioli (Fabbrica), Pontedera (Montecastello), San Giuliano Terme (Colognole), Vicopisano (Caprona).

| PISA | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|------|---------------------------|-------------------|-----|-----|----|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| N | Comune | NP | MO | DB | AA | 10≤I<11 | 9≤I<10 | 8≤I<9 | 7≤I<8 | 6≤I<7 | 5≤I<6 |
| 1 | Bientina | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | 1 |
| 2 | Buti | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 2 |
| 3 | Calci | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 4 |
| 4 | Calcinaia | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 1 | 3 |
| 5 | Capannoli | 7/8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 1 |
| 6 | Casale Marittimo | 8/9 | 8 | 8 | | - | - | 1 | - | 1 | - |
| 7 | Casciana Terme | 9 | 9 | 9 | | - | 1 | 1 | 2 | 1 | 3 |
| 8 | Cascina | 7 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 3 | 8 |
| 9 | Castelfranco di Sotto | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 3 |
| 10 | Castellina Marittima | 8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | - | - |
| 11 | Castelnuovo Val di Cecina | 7 | 7 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 12 | Chianni | 8/9 | 8 | 8 | | - | - | 1 | - | - | - |
| 13 | Crespina | 8/9 | 9 | 8/9 | | - | - | 1 | - | 1 | 1 |
| 14 | Fauglia | 9 | 9 | 9 | | - | 1 | 2 | - | 1 | 2 |
| 15 | Guardistallo | 9 | 9 | 9 | | - | 1 | - | 1 | - | 2 |
| 16 | Lajatico | 7/8 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | - |
| 17 | Lari | 8 | 8 | 8 | | - | - | 3 | 2 | 2 | 4 |
| 18 | Lorenzana | 9 | 9 | 8/9 | | - | - | 1 | - | 2 | 2 |
| 19 | Montecatini Val di Cecina | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 1 | 1 |
| 20 | Montescudaio | 8/9 | 9 | 8 | | - | - | 1 | 1 | - | 1 |
| 21 | Monteverdi Marittimo | 7 | 7 | - | | - | - | - | - | - | - |
| 22 | Montopoli in Val d'Arno | 6/7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 7 |
| 23 | Orciano Pisano | 10 | ≥10 | 10 | | 1 | - | - | - | 1 | - |
| 24 | Palaia | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 4 |
| 25 | Peccioli | 8 | 9 | 8 | | - | - | 1 | - | 2 | 2 |
| 26 | Pisa | 7/8 | 7 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 7 | 7 |
| 27 | Pomarance | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 2 |
| 28 | Ponsacco | 7/8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 1 |
| 29 | Pontedera | 7 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 5 |
| 30 | Riparbella | 8 | 8 | 8 | | - | - | 1 | - | - | - |
| 31 | San Giuliano Terme | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 8 |
| 32 | San Miniato | 6/7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 7 |
| 33 | Santa Croce sull'Arno | 6/7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 3 |
| 34 | Santa Luce | 9 | 9 | 8 | | - | - | 2 | - | 3 | - |
| 35 | Santa Maria a Monte | 6/7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 2 |
| 36 | Terricciola | 8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | - |
| 37 | Vecchiano | 7/8 | 7 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 2 | - |
| 38 | Vicopisano | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 4 | 3 |
| 39 | Volterra | 7 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 3 |

Tab. 2.1.8. Intensità massima e sintesi delle informazioni macrosismiche per i comuni della provincia di Pisa. Vedi didascalia di tabella 2.1.2.

Castellina Marittima (8-7)

Il valore 7 si riferisce al terremoto di Orciano Pisano del 1846 ($I = 10$), avvenuto a breve distanza dai confini del comune. Nonostante la vicinanza a località molto colpite da tale scossa, questo comune (forse per la diversa litologia del territorio) non ha subito gravi danni. La nostra proposta, comunque tiene conto del fatto che i comuni circostanti hanno risentito di $I = 8$.

Castelnuovo di Val di Cecina (7-4/5)

Il valore 4/5 si riferisce al terremoto delle Colline Metallifere del 1998 ($I = 5/6$) distante circa 15 km. Però, va tenuto presente che questo comune ha ospitato due terremoti con $I = 6$ (1925, 1933). La nostra proposta tiene conto del fatto che il terremoto di Travale del 1724 ($I = 7/8$) dista meno di 5 km.

Lajatico (7/8-6)

Il valore 6 si riferisce al terremoto della

Garfagnana del 1920 (I = 10), distante oltre 80 km. La nostra proposta è coerente con le I_{max} dei comuni circostanti (7/8 e 8).

Monteverdi Marittimo (7-)

La nostra proposta tiene conto del fatto che il terremoto di Guardistallo del 1871 (I = 7/8) è a meno di 10 km dalla parte settentrionale di questo comune.

Terricciola (8-6/7)

Il valore 6/7 si riferisce al terremoto del

1846 di Orciano Pisano (I = 10), distante circa 15 km. Come Castellina Marittima, anche questo comune ha un risentimento “anomalo” rispetto a quelli documentati per località circostanti. Oltretutto, ha una litologia simile a quella di località più distanti che hanno sofferto danni maggiori per lo stesso terremoto. Il valore da noi proposto tiene conto delle I_{max} osservate in alcuni comuni adiacenti (8 per Chianni, Lari e Peccioli, 9 per Casciana Terme).

Provincia di Livorno

| LIVORNO | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|---------|---------------------|-------------------|----|-----|----|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| N | Comune | NP | MO | DB | AA | 10≤I<11 | 9≤I<10 | 8≤I<9 | 7≤I<8 | 6≤I<7 | 5≤I<6 |
| 1 | Bibbona | 7/8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | - |
| 2 | Campiglia Marittima | < | 7 | 3/4 | | - | - | - | - | - | - |
| 3 | Campo nell'Elba | < | ≤6 | - | | - | - | - | - | - | - |
| 4 | Capoliveri | < | ≤6 | - | | - | - | - | - | - | - |
| 5 | Capraia Isola | < | ≤6 | 3 | | - | - | - | - | - | - |
| 6 | Castagneto Carducci | 7 | 7 | 3/4 | | - | - | - | - | - | - |
| 7 | Cecina | 8 | 8 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 2 |
| 8 | Collesalveti | 8/9 | 9 | 8 | | - | - | 3 | 3 | 1 | - |
| 9 | Livorno | 7/8 | 7 | 7 | | - | - | - | 3 | 4 | 3 |
| 10 | Marciana | < | ≤6 | 5 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 11 | Marciana Marina | < | ≤6 | 4 | | - | - | - | - | - | - |
| 12 | Piombino | < | ≤6 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 13 | Porto Azzurro | < | ≤6 | 3 | | - | - | - | - | - | - |
| 14 | Portoferraio | < | ≤6 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 15 | Rio Marina | 6 | ≤6 | - | | - | - | - | - | - | - |
| 16 | Rio nell'Elba | < | ≤6 | 3/4 | | - | - | - | - | - | - |
| 17 | Rosignano Marittimo | 8/9 | 9 | 8 | | - | - | 1 | 3 | - | 1 |
| 18 | San Vincenzo | < | 7 | 3 | | - | - | - | - | - | - |
| 19 | Sassetta | 6 | 7 | - | | - | - | - | - | - | - |
| 20 | Suvereto | < | 7 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |

Tab. 2.1.9. Intensità massima e sintesi delle informazioni macrosismiche per i comuni della provincia di Livorno. Il simbolo < indica una intensità attesa minore del sesto grado MCS. Vedi didascalia di tabella 2.1.2.

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.9) sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Collesalveti (Castell'Anselmo, Nugola Vecchia, Parrana San Martino); Rosignano Marittimo (Castelnuovo Misericordia).

Castagneto Carducci (7-3/4)

Il valore 3/4 deriva dall'evento del 1998 nelle Colline Metallifere (I = 4/5) distante circa 20 km. La nostra proposta tiene conto

del fatto che il terremoto di Guardistallo del 1871 (I = 7/8) dista meno di 10 km.

Cecina (8-6)

Il valore 6 si riferisce all'evento del 1846 di Orciano Pisano (I = 10) distante circa 15 km. Il valore da noi proposto è suggerito dal fatto che il terremoto di Guardistallo del 1871 (I = 7/8) dista circa 5 km ed è consistente con le I_{max} di alcuni comuni adiacenti (8 per Casale Marittimo, Montescudaio, Riparbella e Rosignano Marittimo, 9 per Guardistallo).

Provincia di Siena

| SIENA | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|-------|------------------------|-------------------|----|-----|-----|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Sigla | Comune | NP | MO | DB | AA | 10≤I<11 | 9≤I<10 | 8≤I<9 | 7≤I<8 | 6≤I<7 | 5≤I<6 |
| 1 | Abbadia San Salvatore | 8 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 5 | 4 |
| 2 | Asciano | 7/8 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 6 |
| 3 | Buonconvento | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | - | 4 |
| 4 | Casole d'Elsa | 7/8 | 7 | 5 | 7/8 | - | - | - | - | - | 1 |
| 5 | Castellina in Chianti | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 1 | - | 1 |
| 6 | Castelnuovo Berardenga | 7/8 | 8 | 7 | | - | - | - | 2 | 7 | 3 |
| 7 | Castiglione d'Orcia | 7/8 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 8 | Cetona | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 5 |
| 9 | Chianciano Terme | 6/7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 3 |
| 10 | Chiusdino | 7/8 | 8 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 2 |
| 11 | Chiusi | 6/7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 2 | 4 |
| 12 | Colle di Val d'Elsa | 7/8 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 4 |
| 13 | Gaiole in Chianti | 7/8 | 7 | 7/8 | | - | - | - | 2 | - | 1 |
| 14 | Montalcino | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 2 |
| 15 | Montepulciano | 6/7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 7 |
| 16 | Monteriggioni | 7/8 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 7 | 1 |
| 17 | Monteroni d'Arbia | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 3 | - | 1 |
| 18 | Monticiano | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 3 | 1 | 1 |
| 19 | Murlo | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | - | - |
| 20 | Piancastagnaio | 8 | 8 | 7 | 8 | - | - | - | 1 | 4 | 2 |
| 21 | Pienza | 7.8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 3 | 4 |
| 22 | Poggibonsi | 7/8 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 5 |
| 23 | Radda in Chianti | 7/8 | 7 | 7 | 7 | - | - | - | 1 | 1 | 3 |
| 24 | Radiconfani | 8 | 8 | 8 | | - | - | 1 | 2 | 4 | 4 |
| 25 | Radicondoli | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 6 | 1 | 1 |
| 26 | Rapolano Terme | 7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 27 | San Casciano dei Bagni | 8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 3 | 3 | 3 |
| 28 | San Gimignano | 7/8 | 7 | 7 | | - | - | - | 1 | 3 | 3 |
| 29 | San Giovanni d'Asso | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 1 |
| 30 | San Quirico d'Orcia | 7/8 | 7 | 7/8 | | - | - | - | 1 | 2 | 1 |
| 31 | Sarteano | 7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 4 |
| 32 | Siena | 7/8 | 7 | 7 | | - | - | - | 5 | 25 | 24 |
| 33 | Sinalunga | 6/7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 3 |
| 34 | Sovicille | 7/8 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 35 | Torrita di Siena | 7 | 7 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 36 | Trequanda | 7 | 7 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |

Tab. 2.1.10. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della provincia di Siena. Vedi didascalia di tabella 2.1.2.

Le frazioni da cui è stato preso il dato di intensità massima (colonna DBM in tabella 2.1.10) sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Montalcino (Castelnuovo dell'Abate), San Casciano dei Bagni (Celle sul Rigo).

Casole d'Elsa (7/8-5)

Il valore 5 deriva dal terremoto di Murlo del 1909 ($I = 7/8$), distante circa 30 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che l'epicentro del terremoto del 1414 nella Toscana occidentale ($I = 7/8$, riportata in colonna AA della tab.2.1.10), ricade all'interno di questo

comune (CPTI11, Rovida et alii, 2011).

Castiglione d'Orcia (7/8-6)

Il valore 6 si riferisce al terremoto di Abbadia San Salvatore del 1926 ($I = 7$) distante circa 15 km. La nostra proposta è condizionata dal terremoto nel Senese del 1545 ($I = 7/8$), il cui epicentro è a meno di 10 km da questo comune.

Chiusdino (7/8-5/6)

Il valore 6 deriva dal terremoto del Chianti del 1911 ($I = 7$), distante circa 30 km, e dalla scossa del 1909 a Murlo ($I = 7/8$) distante circa 20 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che il terremoto di Travale del 1724 ($I = 7/8$) e quello

della Toscana Occidentale del 1414 ($I = 7/8$) sono situati a circa 5 km da questo comune.

Rapolano Terme (7-5/6)

Il valore 5/6 è riferito al terremoto di Murlo del 1909 ($I = 7/8$) distante circa 25 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che questo comune è limitrofo al comune di Bucine (AR), sede della scossa del 1558 in Val d'Ambra ($I = 9$) e confina con altri con $I_{max} = 7$ (Buonconvento e Castelnuovo Berardenga).

Sarteano (7-5/6)

Il valore 5/6 deriva dai terremoti di Città della Pieve (PG) del 1861 ($I = 7$) e Radicofani del 1940 ($I = 8$), distanti meno di 10 km. Il valore da noi proposto tiene conto del fatto che

questo comune confina con Radicofani, dove la I_{max} è 8 perché sede della scossa del 1777.

Torrita di Siena (6-4/5)

Il valore 4/5 si riferisce al terremoto di Murlo del 1909 ($I = 7/8$), distante circa 30 km, e ad una scossa del 1997 nell'Appennino umbro-marchigiano ($I = 7/8$) distante oltre 100 km. La nostra proposta tiene conto del fatto che il terremoto del 1545 nel Senese ($I = 7/8$) è a meno di 10 km.

Trequanda (6-4/5)

Il valore 4/5 si riferisce al terremoto di Murlo del 1909 ($I = 7/8$), distante meno di 20 km. Valgono le stesse considerazioni fatte per Torrita di Siena.

Provincia di Grosseto

| GROSSETO | | Intensità massima | | | | Numero di risentimenti (da DBMI11) | | | | | |
|----------|---------------------------|-------------------|----|-----|----|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| N | Comune | NP | MO | DB | AA | 10≤I<11 | 9≤I<10 | 8≤I<9 | 7≤I<8 | 6≤I<7 | 5≤I<6 |
| 1 | Arcidosso | 7 | 7 | 6/7 | | - | - | - | - | 3 | 6 |
| 2 | Campagnatico | < | ≤6 | 4 | | - | - | - | - | - | - |
| 3 | Capalbio | < | ≤6 | 4 | | - | - | - | - | - | - |
| 4 | Castel del Piano | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 3 | 4 |
| 5 | Castell'Azzara | 7/8 | 8 | 6/7 | | - | - | - | - | 1 | 5 |
| 6 | Castiglione della Pescaia | < | ≤6 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 7 | Cinigiano | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 8 | Civitella Paganico | 7 | 7 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 9 | Follonica | < | ≤6 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 10 | Gavorrano | 6 | ≤6 | 5 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 11 | Grosseto | < | ≤6 | 4/5 | | - | - | - | - | - | - |
| 12 | Isola del Giglio | < | ≤6 | 4 | | - | - | - | - | - | - |
| 13 | Magliano in Toscana | < | ≤6 | 3/4 | | - | - | - | - | - | - |
| 14 | Manciano | 6/7 | ≤6 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 2 |
| 15 | Massa Marittima | 6/7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 3 |
| 16 | Monte Argentario | < | ≤6 | - | | - | - | - | - | - | - |
| 17 | Monterotondo Marittimo | 6/7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 2 |
| 18 | Montieri | 7/8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 1 | - | - |
| 19 | Orbetello | < | ≤6 | 4 | | - | - | - | - | - | - |
| 20 | Pitigliano | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | 1 |
| 21 | Roccalbegna | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 2 | 1 |
| 22 | Roccastrada | 7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 23 | Santa Fiora | 7/8 | 7 | 7 | | - | - | - | 2 | 11 | 6 |
| 24 | Scansano | 6/7 | ≤6 | 6 | | - | - | - | - | 1 | - |
| 25 | Scarlino | < | ≤6 | - | | - | - | - | - | - | - |
| 26 | Seggiano | 7 | 7 | 6 | | - | - | - | - | 1 | - |
| 27 | Semproniano | 7 | 7 | 5/6 | | - | - | - | - | - | 1 |
| 28 | Sorano | 8 | 8 | 7/8 | | - | - | - | 2 | 1 | 6 |

Tab. 2.1.11. Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della provincia di Grosseto. Il simbolo < indica una intensità attesa minore del sesto grado MCS. Vedi didascalia di tabella 2.1.2.

Le frazioni da cui è stato preso il dato di

intensità massima (colonna DBM in tabella

2.1.11) sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Montieri (Travale), Santa Fiora (Marroneto, Bagnore), Semproniano (Cellena), Sorano (Montorio, San Giovanni delle Contee).

Civitella Paganico (7-4/5)

Il valore 4/5 si riferisce al terremoto di Murlo del 1909 ($I = 7/8$), distante meno di 15 km. Però, questo comune confina con Monticiano che per lo stesso evento sismico ha risentito di una $I_{max} = 7/8$.

Roccastrada (7-5/6)

Il valore 5/6 si riferisce all'evento del 1909 di Murlo ($I = 7/8$) distante oltre 15 km.

La stima proposta tiene conto del fatto che il comune confina con Montieri e Monticiano, dove l' I_{max} osservata raggiunge 7/8.

Semproniano (7-5/6)

Il valore 5/6, relativo alla frazione di Cellena, è dovuto al terremoto di Radicofani del 1940 ($I = 7/8$) distante oltre 20 km. La nostra proposta tiene conto che il terremoto di Piancastagnaio del 1919 ($I = 8$) è avvenuto a 15 km di distanza ed è consistente con le I_{max} di comuni circostanti come Santa Fiora e Sorano (rispettivamente $I_{max} = 7$ e $7/8$). E' inoltre da notare che la storia sismica del capoluogo comunale non presenta dati precedenti al 1984.

2.2 Precedenti valutazioni dell'intensità massima e considerazioni sulla classificazione sismica attuale

La prima valutazione sistematica dell'intensità massima per le principali località italiane venne condotta dall'apposito gruppo di lavoro CNR-PFG, che all'indomani del catastrofico terremoto campano del 1980 definì nuovi criteri per la classificazione sismica del territorio nazionale. A tal fine, la I_{max} osservata in un dato comune era considerata come vincolante per attribuire il comune ad una delle due categorie sismiche previste. Per quanto riguarda la Toscana, le scelte operate con tale criterio hanno prodotto la classificazione sismica emanata dall'allora Ministero dei Lavori Pubblici (D.M. 19/3/1982), che per oltre vent'anni ha rappresentato la normativa di riferimento. La validità di tale elaborazione era peraltro inficiata dalla ridotta qualità del catalogo sismico allora disponibile (1000-1969), caratterizzato da stime antiquate, ampie incertezze, errori e lacune. E' indicativo il fatto che circa il 60% dei comuni italiani risultava non classificato (Gasparini et alii, 1984).

Per tentare di superare tali difficoltà, negli ultimi tre decenni è stata condotta una progressiva revisione della storia sismica, che ha portato a cataloghi sempre più accurati ed affidabili (e.g., Postpischl, 1985; Boschi et alii, 1995, 1997, 2000; Camassi e Stucchi, 1997; Monachesi e Stucchi, 1997; Gruppo di

Lavoro CPTI, 2004; Stucchi et alii, 2007, Locati et alii, 2011; Rovida et alii, 2011), creando le condizioni per nuove determinazioni dell'intensità massima ai fini della valutazione della pericolosità sismica.

Il lavoro di Molin et alii (1996), che aveva lo scopo di informare tempestivamente la Protezione Civile sulle zone presumibilmente più esposte, assegna un valore di I_{max} a ciascun comune italiano. Sebbene tale valore venga definito come "osservato", in molti casi deriva dal "giudizio esperto" degli autori, da considerazioni sulle I_{max} dei comuni vicini o dalla stima basata su relazioni empiriche di attenuazione dell'intensità macrosismica con la distanza dall'epicentro. Inoltre i dati considerati provengono da tre fonti distinte (Boschi et alii, 1995; Camassi e Stucchi, 1997; Monachesi e Stucchi, 1997) costruite con criteri differenti (Camassi et alii, 2000). Per quanto riguarda la Toscana (Fig.2.2.1), la proposta di Molin et alii (1996) presenta una certa continuità nella distribuzione territoriale dell'intensità massima, che evita salti bruschi tra comuni adiacenti. I valori di I_{max} , inoltre, sono generalmente più alti di quanto riportato nelle storie sismiche più aggiornate, basate sul catalogo DBMI11 di Locati et alii (2011).

Le tabelle 2.1.2-2.1.11 mettono in evidenza le differenze tra la stima di Molin et alii

(1996), il dato DBMI11 e la nostra proposta. Occorre infine osservare che l'elaborazione di Molin et alii (la cui descrizione è consultabile al sito <http://emidius.mi.ingv.it/>) non precisa i motivi che hanno condotto alla scelta della

I_{max} per ciascun comune, in particolare non è chiaro il ruolo che ha giocato la conoscenza del contesto sismo-tettonico e le personali convinzioni degli autori su questo aspetto.

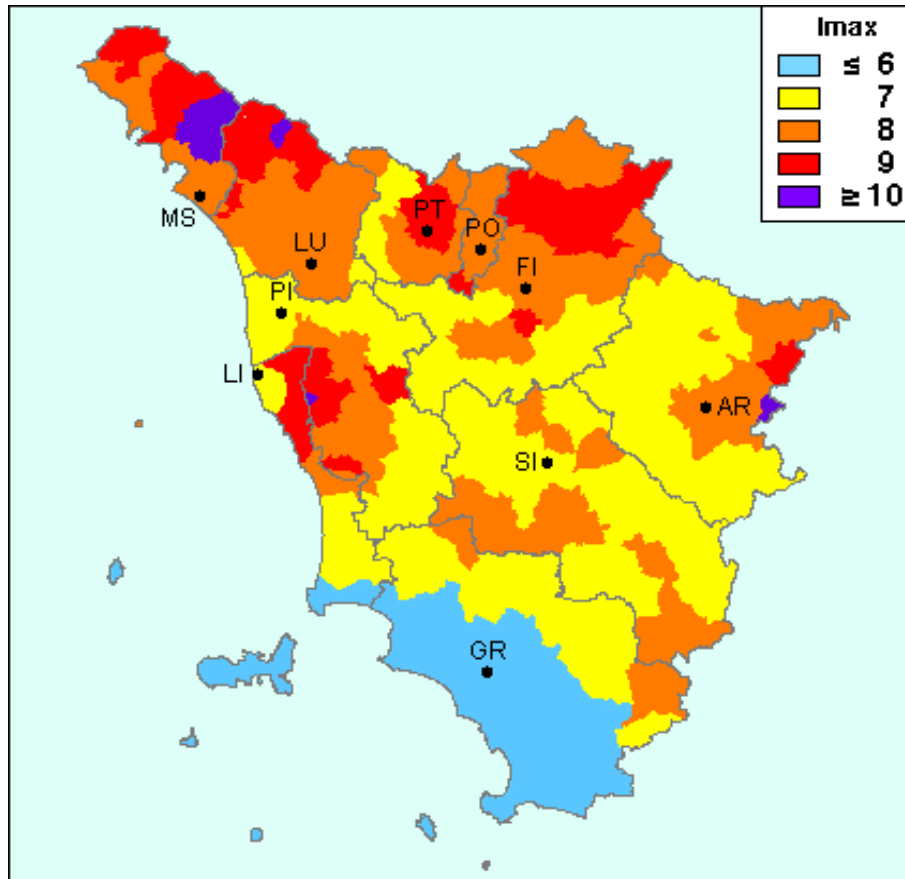


Fig. 2.2.1. Carta delle intensità massime per i comuni della Toscana secondo Molin et alii (1996). Sono indicati i confini e le sigle dei capoluoghi di provincia (si veda il sito <http://emidius.mi.ingv.it/> per le informazioni relative ai singoli comuni). Le principali limitazioni della procedura adottata sono discusse in Camassi et alii (2000).

Dopo il tentativo sopra descritto, si è aperta una nuova fase nella valutazione dell'intensità massima, legata alla sostanziale revisione dei dati macrosismici e soprattutto alla massiccia adozione di procedure probabilistiche per la stima della pericolosità sismica. Come descritto in Mantovani et alii (2011) gli Enti di ricerca preposti hanno adottato ufficialmente la metodologia PSHA, derivata dai lavori di Cornell (1968) e McGuire (1978) con vari adattamenti e modifiche. Questo approccio coinvolge anche la determinazione dell'intensità massima, che viene definita per ogni punto del territorio italiano in termini probabilistici (e.g. Slejko et alii, 1998; Albarello et alii, 2000, 2002;

Gomez Capera et alii, 2008, 2010). Il valore stimato sulla base di tale impostazione è da intendersi come l'intensità che ha solo una modesta probabilità (di solito 10%) di essere superata nei prossimi 50 anni. Si noti che tale probabilità, seppur piccola, non è trascurabile. La "perdita della certezza" sull'intensità massima attesa è interpretata come il prezzo da pagare per il fatto che i cataloghi sismici sono incompleti, i dati macrosismici incerti e, soprattutto, la storia sismica nota è troppo breve per essere realmente rappresentativa dello sviluppo della sismicità in Italia.

Nell'ambito delle procedure probabilistiche è comunque opportuno distinguere tra due approcci assai diversi, come descritto nel

quadro tracciato da Gomez Capera et alii (2010), cui si rimanda per ulteriori approfondimenti e per i numerosi riferimenti. Il primo approccio (e.g. Slejko et alii, 1998) stima l'intensità massima mediante la procedura PSHA, che prevede una serie di operazioni, come la scelta della base di dati (catalogo sismico), la definizione delle zone sismogenetiche, l'analisi di completezza del catalogo, la stima del tasso di sismicità e della relazione Gutenberg-Richter e la scelta di funzioni di attenuazione dell'intensità macrosismica con la distanza epicentrale (e.g. Gomez Capera et alii, 2008). E' evidente che i punti deboli della procedura PSHA (descritti nel primo volume) interessano anche la valutazione probabilistica dell'Imax. Basti ricordare che la suddetta procedura ipotizza la

completa indipendenza tra i terremoti, nonostante che le faglie responsabili siano fratture in un mezzo solido (la crosta terrestre) e quindi meccanicamente connesse l'un l'altra (e.g., Stein, 1999; Steacy et alii, 2005). C'è inoltre il problema cruciale della zonazione sismogenetica adottata (Meletti et alii, 2000, 2008), che per l'Appennino settentrionale prevede settori molto allungati in senso NO-SE e quindi scarsamente rappresentativi delle zone sismiche reali. La figura 2.2.2 mette in evidenza questo aspetto per la zona comprendente la Toscana, confrontando la più recente zonazione adottata per la metodologia PSHA (ZS9 di Meletti et alii, 2008) con le zone sismiche da noi proposte e descritte nel primo capitolo di questo volume.

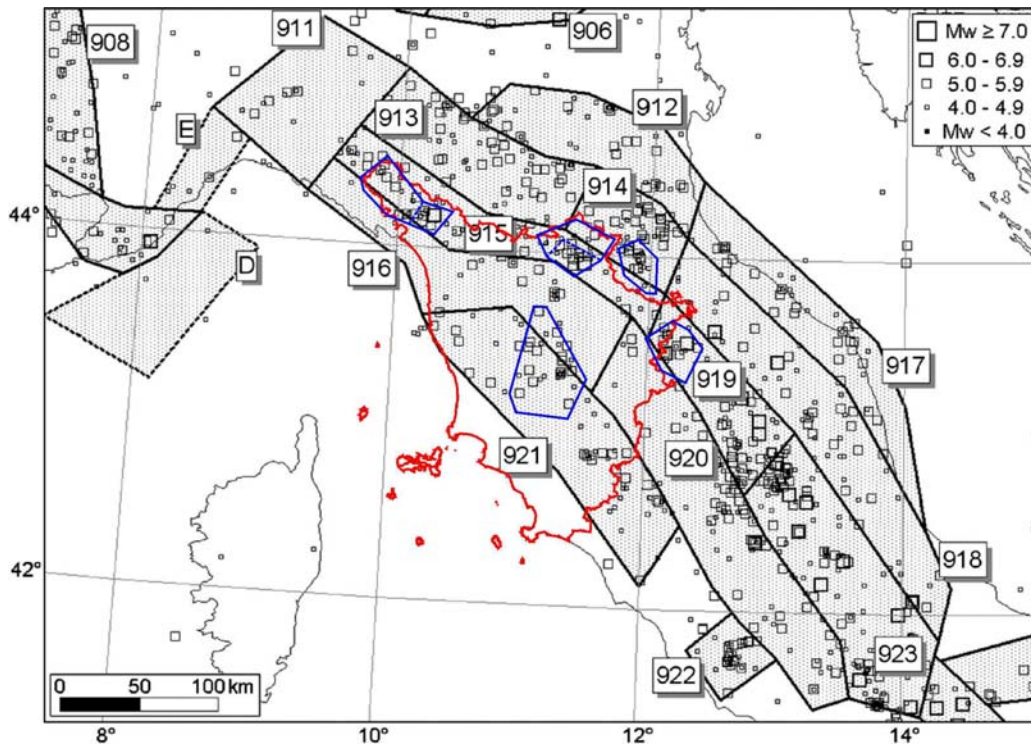


Fig. 2.2.2. Zone sismogenetiche dell'Italia centro-settentrionale previste dalla zonazione ZS9 (Meletti et alii, 2008), adottata per il calcolo della pericolosità sismica secondo la procedura PSHA (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). In rosso è riportato il confine regionale toscano, mentre le sagome blu identificano le cinque zone sismiche descritte nel primo capitolo di questo volume.

Il secondo tipo di procedura probabilistica (e.g., Albarello et alii, 2002), definito come "approccio di sito", consiste invece nell'analisi statistica della storia sismica (risentimenti documentati) di ciascuna delle località italiane considerate (di solito i capoluoghi comunali). Il principale merito di

questo tipo di approccio, come descritto da Gomez Capera et alii (2010), è quello di evitare gli artifici e le difficoltà connesse con la procedura PSHA, rimanendo legato al dato primario ossia il risentimento (danneggiamento) registrato nelle cronache storiche. C'è però da considerare che tale impostazione

incorpora nella stima di I_{max} le incertezze e incompletezze della documentazione macrosismica e che, essendo unicamente basata sulla storia sismica, non prende in considerazione la conoscenza dei processi tettonici che provocano la deformazione sismica della regione italiana.

Un quadro comparativo dei risultati ottenuti con gli approcci probabilistici è offerto dalla figura 2.2.3, che riporta le carte di I_{max} per l'intero territorio nazionale riportate nei lavori sopra citati.

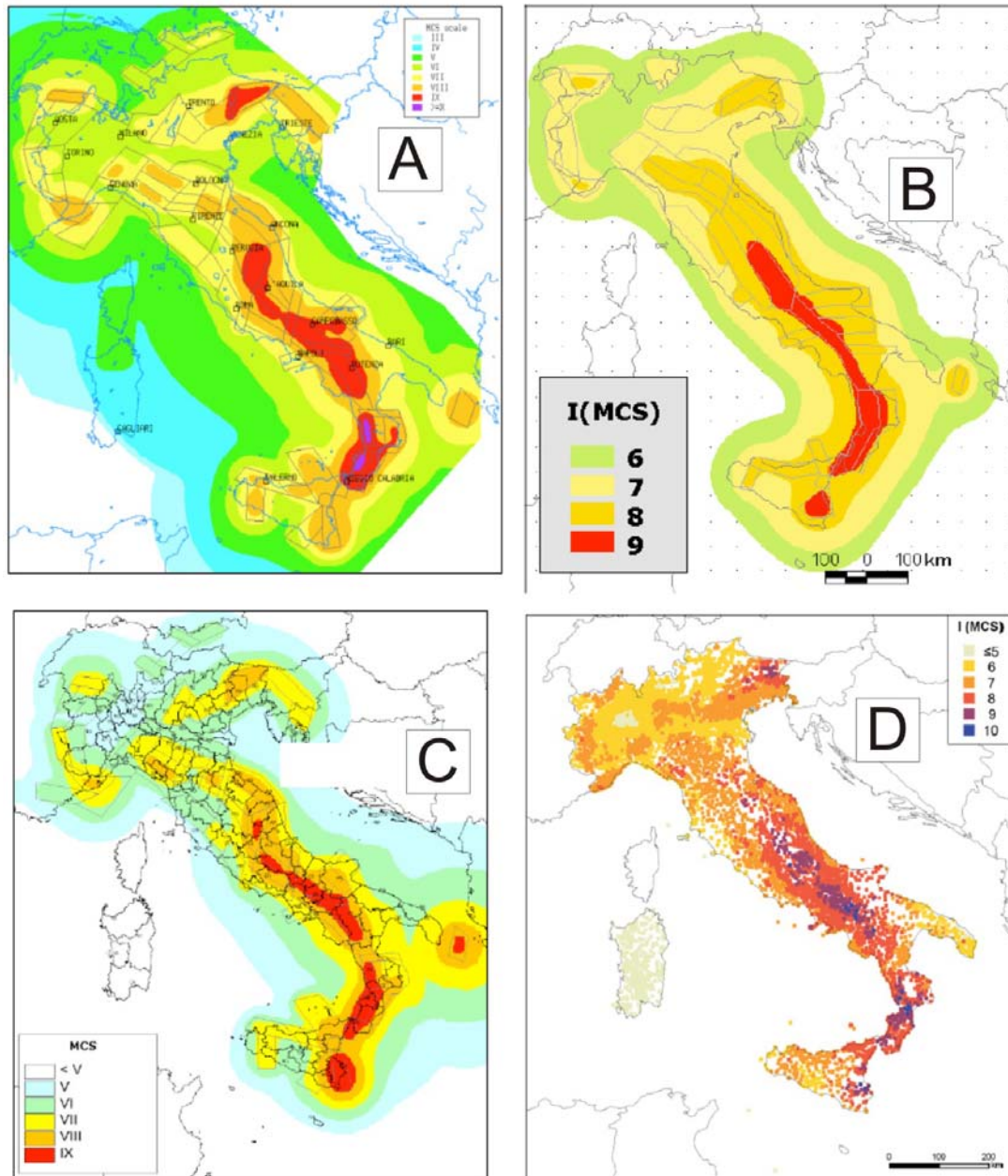


Fig. 2.2.3. Carte dell'intensità macrosismica massima attesa nel territorio italiano, ottenute con differenti approcci probabilistici. In ciascuna carta il valore di intensità, espresso nella scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS), rappresenta la soglia che ha solo il 10% di probabilità di essere superata entro 50 anni dalla data di realizzazione della carta. Le carte mostrate in A (da Slejko et alii, 1998, modificata) e in B (da Gomez Capera et alii, 2008, modificata) sono state elaborate mediante l'approccio PSHA. Sullo sfondo sono riportate le zonazioni sismogenetiche adottate: Meletti et alii (2000) in A e Meletti et alii (2008) in B. Le carte in C (da Albarello et alii, 2000, modificata) e in D (da Gomez Capera et alii, 2010, modificata) sono state elaborate mediante l'approccio di sito, come descritto nel testo. In C sono riportati i confini delle province e, per riferimento, la zonazione sismogenetica di Meletti et alii (2000), che peraltro non viene usata nell'approccio di sito.

Per quanto riguarda la Toscana, la figura 2.2.4 riporta la distribuzione delle I_{max} proposta da Albarello et alii (2002) con entrambe le procedure probabilistiche (PSHA e di sito). Il confronto di tali risultati mette in evidenza che l'approccio PSHA prevede valori di I_{max} significativamente inferiori a quelli stimati con l'approccio di sito. Ciò si verifica per la Toscana interna e occidentale (dove I_{max} è comunque modesta), ed è soprattutto evidente per le principali zone sismiche (Lunigiana-Garfagnana, Mugello ed Alta Valtiberina), dove la I_{max} prevista dalla procedura PSHA non supera mai il valore 8.

Si tenga presente che in tali zone i risentimenti osservati hanno spesso superato $I = 9$, come discusso nel capitolo 1 e nel paragrafo 2.2. In sostanza la procedura PSHA sembra sottostimare il livello di danneggiamento massimo atteso, sia rispetto all'approccio di sito che alla nostra proposta (Fig. 2.1.2). E' possibile che tale effetto sia legato alla configurazione delle zone sismogenetiche adoperate nella procedura PSHA, che mettono insieme distretti caratterizzati da elevata sismicità con settori quasi asismici (Fig. 2.2.2).

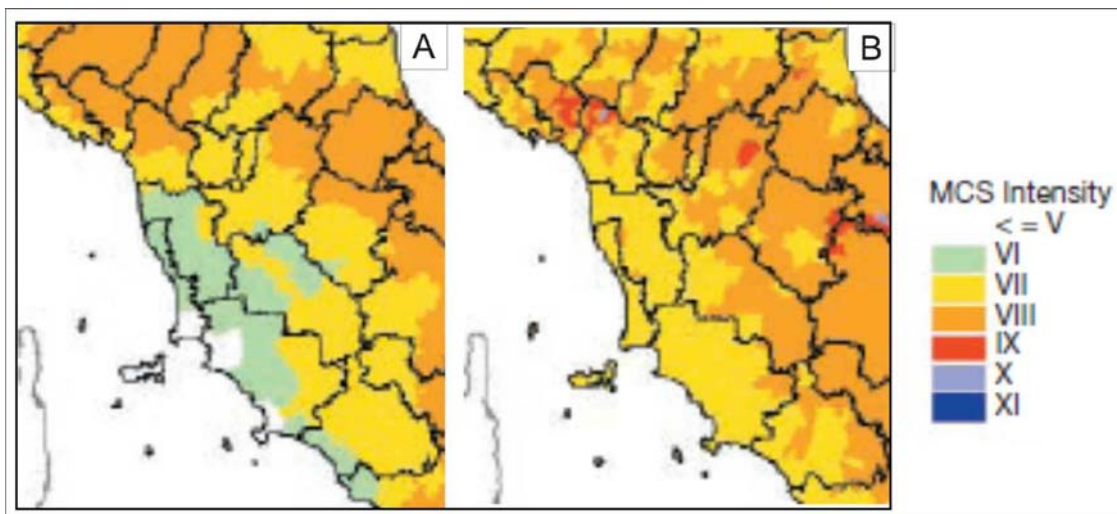


Fig. 2.2.4. Particolare delle carte dell'intensità macrosismica massima elaborate da Albarello et alii (2002), che evidenzia la distribuzione delle I_{max} in Toscana e zone circostanti (sono riportati i confini provinciali per riferimento). Come in figura 2.2.3, il valore di intensità rappresenta la soglia che ha solo il 10% di probabilità di essere superata entro 50 anni dalla data di elaborazione della carta. A) I_{max} ottenuta dall'approccio PSHA B) I_{max} ottenuta dall'approccio di sito.

Per quanto non sia possibile un confronto diretto tra la nostra carta di I_{max} attese (Fig. 2.1.1) e la classificazione sismica adottata dalla Regione Toscana, definita in termini di scuotimento (PGA, Fig. 2.2.5) piuttosto che di danneggiamento osservato (I_{max}), si possono rilevare alcune importanti incongruenze. Il problema più evidente è che nell'attuale classificazione tutta la fascia esterna settentrionale e orientale della Toscana è assegnata alla stessa classe (2), pur comprendendo comuni che risultano esposti a scosse di $I_{max} = 9/10$, come nelle zone della Lunigiana-Garfagnana e Mugello, e comuni che non hanno mai risentito di intensità superiori a 6, come i numerosi casi

dell'Appennino Pistoiese e della zona del Casentino (Fig. 2.1.1). Questa incongruenza è evidentemente determinata dalla zonazione adottata per il calcolo della pericolosità sismica con il metodo PSHA (Fig.2.2.2) che assume come omogenee zone che sono chiaramente caratterizzate da attività sismica molto diversa (e.g., Gruppo di Lavoro MPS, 2004). Per esempio, la zona 915 comprende zone di forte sismicità (Garfagnana, Lunigiana, Mugello, Valtiberina) e altre di debole sismicità (Appennino Pistoiese e Casentino). Considerazioni analoghe si possono fare per le altre zone che interessano la Toscana (916, 919 e 921).

Si può inoltre notare che la vigente

classificazione (Fig.2.2.5) non presenta zone di classe 1, nonostante che le I_{max} più elevate documentate per le zone Lunigiana-Garfagnana e Mugello (9-10) richiederebbero l'inserimento dei comuni implicati in tale

classe, in base alle relazioni empiriche che permettono di convertire la I_{max} in PGA (e.g. Decanini et alii, 1995; Faccioli e Cauzzi, 2006; Gomez Capera-Capera et alii, 2007).

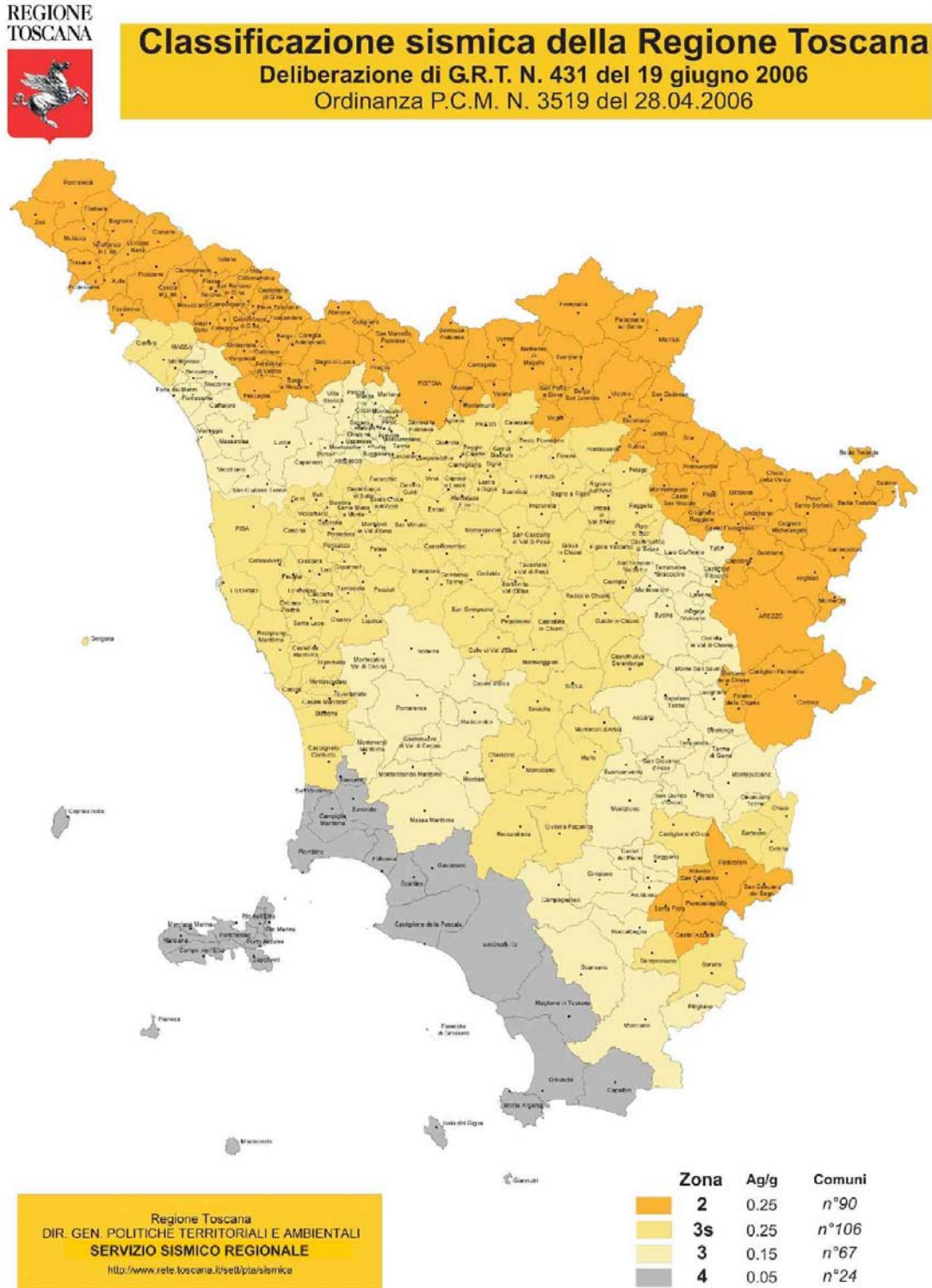


Fig. 2.2.5. Classificazione sismica attuale della Regione Toscana. Per la descrizione delle zone sismiche si rimanda a Mantovani et alii (2011) e ai documenti reperibili sul sito www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica.

2.3 Pericolosità sismica dipendente o indipendente dal tempo?

La normativa attuale presenta valutazioni differenziate della pericolosità per differenti lunghezze del periodo di tempo considerato, giustificate dall'ipotesi che la probabilità di terremoti in una data zona aumenta con il trascorrere del tempo. Tale dipendenza temporale è determinata tramite la procedura PSHA sulla base dei parametri dedotti dalla storia sismica di ogni zona sismogenetica considerata (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). La conseguenza pratica di questo tipo di approccio è che per la costruzione di opere ordinarie, il cui periodo di sopravvivenza atteso è relativamente corto (≥ 50 anni), i valori dello scuotimento atteso da cui difendersi sono considerati più bassi di quelli relativi alla messa in sicurezza di grandi opere, per cui è supposto un periodo di vita molto più lungo (≥ 100 anni). Questa impostazione comporta alcune significative complicazioni nella definizione della normativa e nell'applicazione pratica della stessa da parte dei professionisti responsabili. Ovviamente, lo sforzo per sostenere questo aggravio di impegno sarebbe inevitabile se i

presupposti concettuali di tale impostazione fossero plausibili. In linea di principio, l'ipotesi che la probabilità di scosse in una data zona (e quindi la probabilità di un significativo moto sismico nel sito considerato) aumenti con il passare del tempo è ragionevole. Il problema è che la stima di questo aspetto fatta in base alle informazioni attualmente disponibili non sembra essere realistica. Infatti se si considera che in tali zone le forti scosse storiche sono state separate da tempi variabili tra pochi anni e centinaia di anni (Tabb.1.1.1, 1.2.1, 1.3.1, 1.4.1, 1.5.1) non sembra ragionevole usare probabilità derivate da queste storie sismiche per prendere decisioni importanti per la scelta della strategia da adottare per un problema di alto impatto sociale come la difesa dai terremoti. In alternativa, si potrebbe più semplicemente assumere che per la messa in sicurezza degli edifici di grande rilevanza la I_{max} in oggetto viene aumentata in modo precauzionale di una percentuale da stabilire (10% ? 20% ?), svincolando così questa scelta dai risultati di pretestuose analisi statistiche.

3. Riconoscimento delle zone sismiche toscane più esposte alle prossime scosse forti

3.1 Basi concettuali del metodo usato ed evidenze di supporto

Le conoscenze attualmente disponibili indicano che una buona parte delle deformazioni che avvengono nella parte più superficiale della crosta terrestre si sviluppano mediante scorrimenti sismici (e.g., Frohlich e Apperson, 1992). Inoltre, accurate misure di geodesia spaziale (GPS in particolare) hanno messo in evidenza il cosiddetto effetto cosismico, ovvero lo spostamento repentino dei punti della superficie terrestre nelle immediate vicinanze dell'epicentro, come previsto dalla teoria elasto-dinamica dei fenomeni sismici (e.g., Okada, 1985).

Tuttavia, i terremoti sono responsabili anche di altri processi, che interessano porzioni della crosta terrestre molto più ampie delle zone in cui si rileva l'effetto cosismico e si sviluppano anche per anni dopo la scossa innescante. Ogni forte scossa permette al sistema (sollecitato dalle forze tettoniche) di riposizionarsi gradualmente, con velocità controllate dal rilassamento dello strato plastico/viscoso sottostante lo strato elastico/fragile superficiale (Elsasser 1969; Anderson, 1975, Rydeleck e Sacks, 1990).

Questo riposizionamento (detto rilassamento postsismico) produce un aumento della deformazione e dello sforzo nelle zone circostanti, dove le faglie orientate in modo favorevole rispetto alla perturbazione postsismica si avvicinano al cedimento, talvolta raggiungendolo. La localizzazione delle zone interessate da questo incremento di sollecitazione, e quindi di pericolosità sismica, dipende dal quadro geodinamico complessivo e dall'assetto tettonico della zona in oggetto. Quindi, una conoscenza molto dettagliata di questi fattori e delle modalità di generazione e propagazione delle perturbazioni post-sismiche può consentire di riconoscere le zone più esposte alle prossime scosse forti nell'area in esame. Nel seguito di questo capitolo sono prima descritte le conoscenze attualmente disponibili sul quadro geodinamico/tettonico nell'area mediterranea centrale e poi viene discusso su come l'evoluzione di tale quadro può spiegare la distribuzione spazio-temporale delle scosse forti che si sono verificate negli ultimi secoli.

3.2 Geodinamica e quadro cinematico/tettonico recente nell'area mediterranea centrale

Il lungo percorso che ha portato il nostro gruppo di ricerca all'attuale avanzato grado di conoscenza sulla geodinamica e tettonica dell'area mediterranea si è sviluppato in qualche decennio. Attraverso lo studio accurato e l'analisi critica di tutte le informazioni riportate in letteratura nei vari campi delle Scienze della Terra, è stata prima ricostruita la distribuzione nello spazio e nel tempo delle deformazioni post-eoceniche (ultimi 30 milioni di anni) in tutta l'area mediterranea. Una volta definiti i vincoli del problema, è stata poi eseguita una lunga serie di tentativi per individuare il quadro dinamico e il complesso di processi tettonici che in ogni fase evolutiva è in grado di spiegare nel modo più plausibile e coerente la distribuzione

spazio-temporale delle deformazioni osservate. Questo controllo è stato anche svolto in modo quantitativo, mediante esperimenti di modellazione numerica (Mantovani et alii, 2001; Viti et alii, 2004), che consentono di valutare in modo rigoroso le deformazioni implicate dal modello geodinamico ipotizzato e di confrontarle con quelle osservate. Le versioni più recenti della ricostruzione geodinamica proposta sono descritte in alcuni lavori (Mantovani, 2005; Mantovani et alii, 2007a,b, 2009a,b; Viti et alii, 2009, 2011).

Qui l'attenzione viene focalizzata sulla fase tettonica più recente (successiva al Pleistocene inferiore, ossia relativa all'ultimo milione di anni), che, come largamente riconosciuto in letteratura, è quella in cui

hanno avuto inizio i processi tettonici che sono ancora attivi e sono quindi responsabili dell'attività sismica. La descrizione qui riportata sintetizza i risultati pubblicati nei lavori suddetti, a cui si rimanda, ma contiene anche aggiornamenti su alcuni aspetti importanti della ricostruzione evolutiva.

Le forze tettoniche che hanno agito sulla zona mediterranea centrale nel periodo considerato sono state indotte dalla convergenza delle placche circostanti, cioè l'Africa, l'Eurasia e la placca anatolico-egea (Mantovani et alii, 2007b, 2009a; Viti et alii, 2011). Questa convergenza è stata assorbita da un complesso quadro di processi di raccorciamento che si sono prevalentemente sviluppati nelle zone di interazione tra la placca adriatica (Adria) e le catene che la circondano (Fig.3.2.1). Lungo il bordo settentrionale (Alpi orientali) e orientale (Dinaridi, Albanidi ed Ellenidi) di Adria, il processo di raccorciamento è relativamente semplice, essendo costituito dal sottoscorrimento della litosfera adriatica sotto le varie catene. Questo processo, però si sviluppa con caratteristiche diverse nei vari settori del bordo collisionale, tra loro separati da fratture trasversali, come i sistemi di faglie transpressionali destre di Cefalonia e delle Albanidi.

A sud della faglia di Cefalonia, la litosfera ionica si immerge sotto il sistema egeo lungo la Fossa Ellenica. La convergenza tra una litosfera di tipo oceanico, come quella ionica, e una continentale/orogenica, come quella dell'Arco Ellenico (Peloponneso-Creta) ha prodotto il sottoscorrimento della litosfera ionica per circa 150-200 km, come ricostruito in base alla sismicità profonda che avviene sotto il Mare Egeo. A nord della faglia di Cefalonia, il quadro tettonico cambia notevolmente per il fatto che i domini che collidono, Adria e la catena ellenica (Epiro), sono entrambi di natura continentale. Essendo la catena ellenica costituita da materiale crostale più leggero, lo scontro si è risolto con il sottoscorrimento della litosfera adriatica sotto le Ellenidi. Comunque, questo processo è molto più lento e faticoso di quello che avviene sotto la Fossa Ellenica. Questo tipo di interazione si estende fino alle Albanidi, dove un altro

sistema di faglie transpressive destre disaccoppia orizzontalmente il settore ellenico dell'Epiro (che si muove verso Ovest solidalmente con il sistema egeo) dalle Dinaridi meridionali. A nord delle Albanidi, la litosfera continentale adriatica sott scorre molto lentamente sotto la catena dinarica (Fig.3.2.1).

Lungo il bordo occidentale di Adria, il meccanismo tettonico che ha determinato la deformazione della catena appenninica dal Pleistocene medio è più complesso. Questo meccanismo è stato principalmente causato dal movimento di Adria, ma le modalità con cui si è sviluppato sono legate ad una combinazione di fattori strutturali e tettonici derivati dall'evoluzione precedente:

- La configurazione che Adria, e soprattutto il suo margine sepolto sotto la catena appenninica, aveva nel Pleistocene medio quando è iniziata la fase finale, era piuttosto peculiare, come descritto in Mantovani et alii (2011). par. 4.3.

- L'accoppiamento tra la copertura sedimentaria di alcuni settori della catena appenninica e il loro basamento crostale è relativamente debole, per la presenza di uno strato di evaporiti del Triassico superiore (Formazione di Burano), caratterizzato da ridotta resistenza meccanica dovuta alla presenza di livelli anidritici (De Paola et alii, 2008; Collettini et alii, 2009a,b). Questa caratteristica, favorendo lo scollamento della copertura sedimentaria dal basamento, ha notevolmente influenzato la condizione di minimo lavoro nel contesto tettonico quaternario della catena appenninica, rendendo più conveniente il meccanismo di estrusione laterale (che si è poi sviluppato in questa zona) rispetto ad altre soluzioni tettoniche. Tale meccanismo non si è invece sviluppato nell'Appennino centrale (Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese = LA), il cui accoppiamento con il rispettivo basamento crostale è maggiore, per l'assenza di livelli anidritici (deboli) nei depositi triassici, che sono invece principalmente dolomitici e quindi assai resistenti (e.g. Zappaterra, 1990; Bosellini, 2004; Ciarapica e Passeri, 2005; Patacca et alii, 2008).

- La parte più settentrionale della catena, l'Appennino Tosco-Emiliano (TE), non è

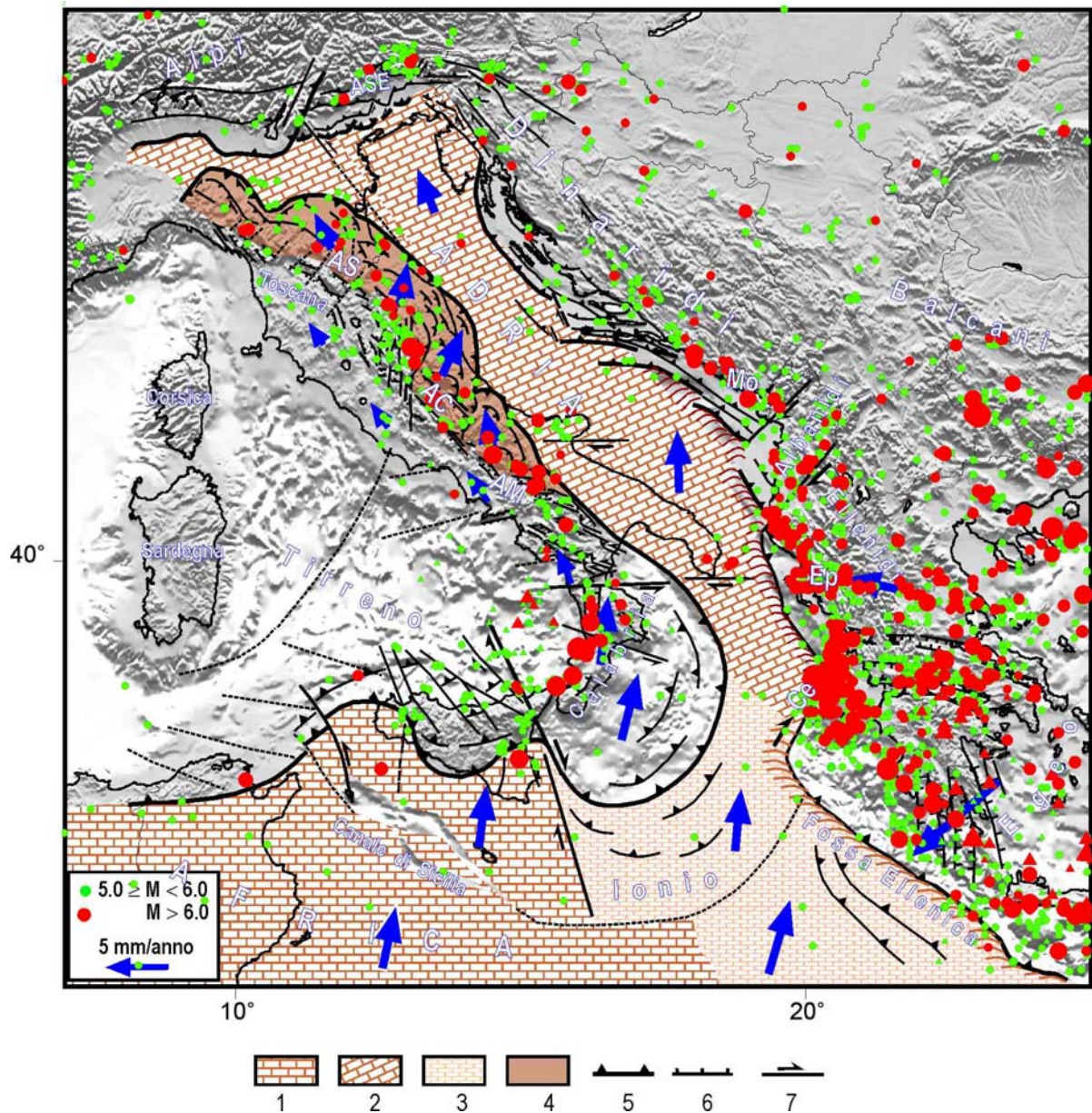


Fig.3.2.1 Assetto tettonico e cinematica dei blocchi nel Mediterraneo centrale, compatibile con il complesso delle deformazioni post-Pleistocene inferiore (modificata da Mantovani et alii, 2008 e dalla figura 3.1.1 di Mantovani et alii (2011). 1-2) domini continentali africano e adriatico; 3) dominio oceanico ionico; 4) settore esterno della catena appenninica trasportato e sollecitato dalla placca adriatica; 5,6,7) principali lineamenti tettonici compressionali, estensionali e trascorrenti. Le frecce blu indicano il quadro cinematico di lungo termine (post-Pleistocene inferiore) rispetto all'Eurasia. I punti rossi e verdi indicano gli epicentri dei terremoti nel periodo 1600-2011. AC=Appennino centrale, AM=Appennino Meridionale, AS=Appennino settentrionale, ASE=Alpi sudorientali, Ce=Faglia di Cefalonia, Ep=Epiro, Mo=Montenegro. Le informazioni sulla sismicità sono tratte dai seguenti cataloghi: Albini (2004); Anderson e Jackson (1987); CATGR1900 sul sito [www.geophysics.geol.uoa.gr.](http://www.geophysics.geol.uoa.gr/); CMT Catalogue sul sito [www.globalcmt.org.](http://www.globalcmt.org/); Comninakis e Papazachos (1986); D'Amico e Albarello (1999), Galli e Scionti (2006); Gruppo di Lavoro CPTI (2004); Guidoboni e Comastri (2005); Guidoboni et alii (1994); Karnik (1969), Jackson e McKenzie (1988); Makropoulos e Burton (1981); Mariotti e Guidoboni (2006); Papazachos e Comninakis (1982); Postpischl (1985); Rovida et alii (2011); Shebalin et alii (1998).

disposta parallelamente ad Adria e inoltre il suo suo bordo occidentale insiste su un settore orogenico, le Unità Alpine della Liguria, che non può essere facilmente disaccoppiato dal proprio basamento, per la mancanza di livelli

anidritici nelle successioni dolomitiche triassiche, poste alla base della copertura sedimentaria (e.g., Vanossi et alii, 1994; Ciarapica e Passeri, 2005). Questa caratteristica differenzia notevolmente il

comportamento cinematico delle unità alpine (rimaste quasi immobili) da quello dei cunei appenninici, come discusso nel punto precedente. E' quindi ragionevole supporre che la resistenza opposta dalle unità alpine, unita alla spinta verso NNO di Adria e dell'Appennino centrale, abbia creato un regime compressionale longitudinale in questo settore di catena. Come effetto di tale compressione longitudinale, la parte esterna della catena appenninica principalmente costituita dalle unità Molise-Sannio, dal settore orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese e dalle unità Romagna-Marche Umbria (RMU) e Toscana-Emilia (TE), ha subito un progressivo spostamento verso NO ed una estrusione verso il dominio adriatico.

Questo processo ha comportato vari stili di deformazione al contorno dei cunei in estrusione, chiaramente documentati dalle

indagini geologiche e geofisiche (e.g., Boncio e Lavecchia, 2000; Costa, 2003; Calamita et alii, 2005; Esetime et alii, 2006; Piccardi et alii, 2006; Ascione et alii, 2007, 2008; Boncio e Bracone, 2009; Boccaletti et alii, 2010).

Lungo il bordo esterno dei cunei in migrazione si sono sviluppate deformazioni compressive, tipiche di processi di sovrascorrimento. Nel bordo interno dei cunei, si è invece sviluppata una tettonica estensionale che ha prodotto la formazione di varie fosse, come descritto nel capitolo 1.

La compressione longitudinale della catena offre una spiegazione plausibile anche per il forte sollevamento quaternario della catena, osservato in vari settori dell'Appennino (e.g., Calamita et alii, 1999; Cerrina Feroni et alii, 2001; Argnani et alii, 2003; Bartolini, 2003; Bartolini et alii, 2003; Pizzi, 2003; Ascione et alii, 2008).

3.3 Distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nelle zone periadriatiche

L'attività sismotettonica nella zona italiana è principalmente condizionata dalla cinematica di Adria, che sollecitata dalla convergenza delle placche circostanti cerca di avanzare circa verso N/NNO (Fig.3.2.1). In assenza di terremoti forti, il movimento di Adria è quasi completamente inibito in numerosi settori del suo bordo, corrispondenti alle principali zone sismiche. In fasi di questo tipo, lo spostamento di Adria è solo quello consentito dalla deformazione elastica che la placca subisce sotto le forze tettoniche.

Quando in uno dei settori bloccati lo sforzo supera la resistenza delle rocce, o l'attrito sulle faglie esistenti, si verifica uno scorrimento sismico (da decine di centimetri a qualche metro, in funzione della magnitudo della scossa) lungo la faglia attivata. Lo spostamento che si sviluppa durante il terremoto (fase cosismica) e quello che continua a verificarsi nel periodo seguente (fase postsismica, che dura da qualche mese a qualche anno) permettono alla zona adriatica adiacente alla faglia svincolata di avanzare in risposta alle condizioni dinamiche al contorno. Questo riposizionamento del sistema produce però un aumento della deformazione e dello sforzo in alcuni dei

settori ancora bloccati di Adria, nei quali di conseguenza si avvicina la condizione di cedimento sismico delle faglie, dove queste hanno una orientazione favorevole rispetto alla perturbazione postsismica.

Una ricostruzione molto schematica del meccanismo sopra discusso è illustrata in figura 3.3.1. Il principale svincolo che agevola il movimento del dominio africano-ionico-adriatico verso Nord è l'attivazione sismica della superficie di subduzione della litosfera ionica sotto il blocco egeo-balcanico, in corrispondenza della Fossa Ellenica (Fig. 3.3.1a). Dopo ogni forte terremoto di disaccoppiamento (sia superficiale che profondo) l'accelerazione si sviluppa inizialmente nella zona ionica vicina al settore di fossa svincolato e si propaga poi progressivamente nelle aree circostanti, con velocità (da decine di km a oltre cento km all'anno) controllate dal rilassamento viscoso dell'astenosfera sottostante (e.g., Anderson, 1975). Questo graduale riposizionamento del sistema accentua la deformazione e lo sforzo nei settori adiacenti ancora bloccati del bordo collisionale (in particolare, la faglia transpressiva destra di Cefalonia, il fronte compressivo dell'Epiro, il sistema di faglie

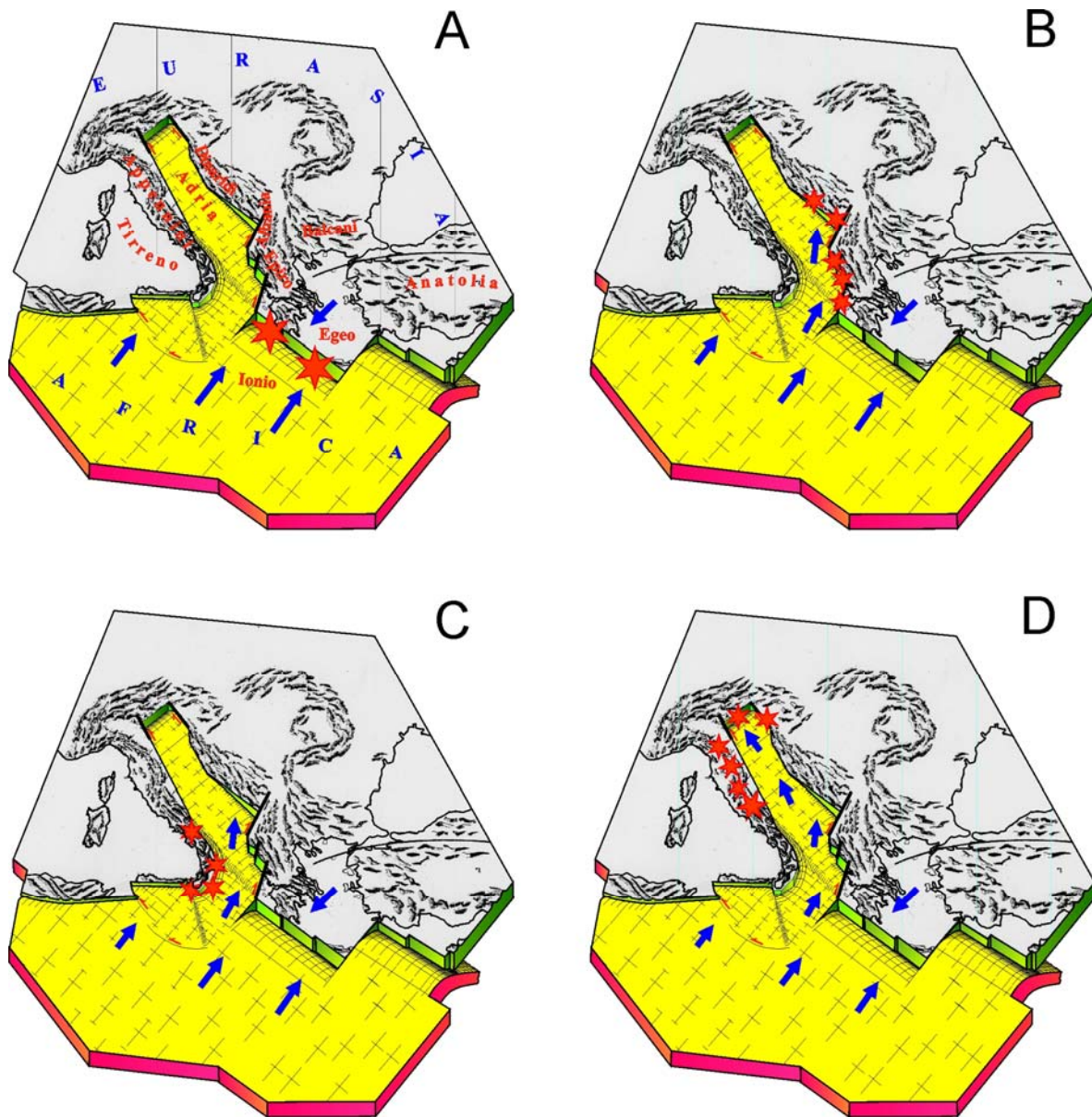


Fig. 3.3.1 Schema indicativo delle progressive accelerazioni del dominio africano-ionico-adriatico innescate da forti terremoti di disaccoppiamento lungo il bordo di collisione tra questo blocco e il sistema egeo-balcanico. Gli asterischi rossi indicano sismicità intensa. **A)** Accelerazione del processo di sottoscorrimento del margine settentrionale africano lungo la Fossa Ellenica, innescata da forti terremoti, sia superficiali che profondi, lungo questo settore **B)** La fase illustrata in **A** provoca un aumento delle deformazioni lungo il bordo di collisione tra Adriatico e sistema Egeo-Balcanico (Epiro, faglia di Cefalonia e Dinaridi meridionali), dove si verificano forti terremoti di disaccoppiamento **C)** I processi di sottoscorrimento della fase **B** favoriscono le deformazioni estensionali nell'Arco Calabro e Appennino meridionale, provocando terremoti forti **D)** Dopo gli svincoli sismici delle fasi precedenti la parte meridionale della placca adriatica ha accelerato, provocando un aumento delle deformazioni lungo i bordi della parte settentrionale della stessa placca (Appennino centro-settentrionale, Dinaridi settentrionali e Alpi sud-orientali) e della relativa attività sismica.

transpressive destre nelle Albanidi e il fronte di sovrascorrimento dell'Arco Calabro), dove aumenta quindi la probabilità di terremoti. Quando anche questi settori si svincolano, in seguito a scorrimenti sismici (Fig.3.3.1b,c), l'avanzamento del dominio adriatico verso N/NO prosegue, accentuando il carico

tettonico su bordi ancora bloccati dell'Adriatico centro-settentrionale (Dinaridi centro-settentrionali, Appennino centro-settentrionale e Alpi orientali), dove di conseguenza si avvicina la condizione di cedimento sismico. Quando questo avviene, anche la parte settentrionale di Adria così

svincolata, può fare un altro piccolo passo verso NNO (Fig.3.3.1d).

Importanti informazioni su come si sviluppa in realtà la successione di svincoli sismici nel contesto tettonico sopra proposto possono essere ricavate dall'analisi della distribuzione dei terremoti forti nelle

principali zone sismiche periadriatiche negli ultimi quattro secoli (1600-2011), evidenziata nelle figure 3.3.2 e 3.3.3.

L'insieme delle informazioni fornite dalle figure 3.3.1 e 3.3.2 suggerisce alcune considerazioni:

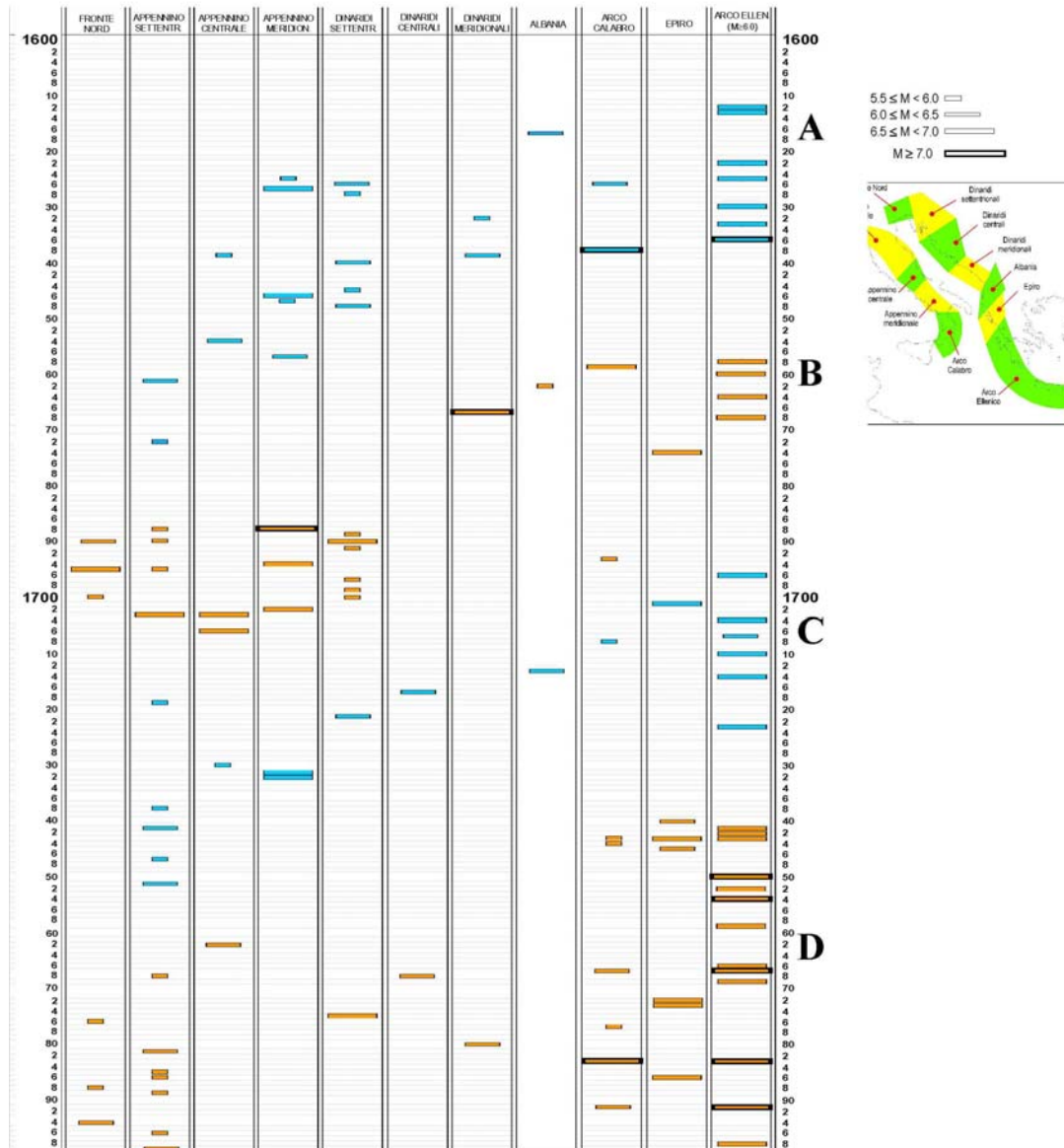


Fig. 3.3.2 Distribuzione temporale dei terremoti più intensi avvenuti lungo la Fossa Ellenica e le zone periadriatiche dal 1600 al 1799. Ogni colonna è riferita alla zona indicata nella mappa sovrastante. La larghezza delle barrette colorate è indicativa della magnitudo delle scosse, come indicato nella scala mostrata sopra le colonne. In ogni colonna le presunte sequenze sismiche sono alternativamente evidenziate in azzurro e nocciola.

- In ogni zona si alternano periodi di intensa sismicità ad altri di attività minore. In alcune zone, come le Alpi orientali, le Dinaridi centrali e settentrionali e l'Appennino centrale e meridionale, le scosse forti ($M \geq 5.5$) si

concentrano in periodi piuttosto brevi, separati da lunghi intervalli di relativa quiescenza, mentre in altre zone come l'Appennino settentrionale, l'attività sismica è più distribuita nel tempo.

- Sembra possibile inquadrare lo sviluppo temporale dell'attività sismica entro fasce di migrazione (evidenziate alternativamente con il colore azzurro e nocciola) che coinvolgono

gradatamente le zone periadriatiche, dalla Fossa Ellenica (da Creta a Cefalonia) al fronte settentrionale di Adria (Alpi orientali), passando dai settori situati lungo il bordo

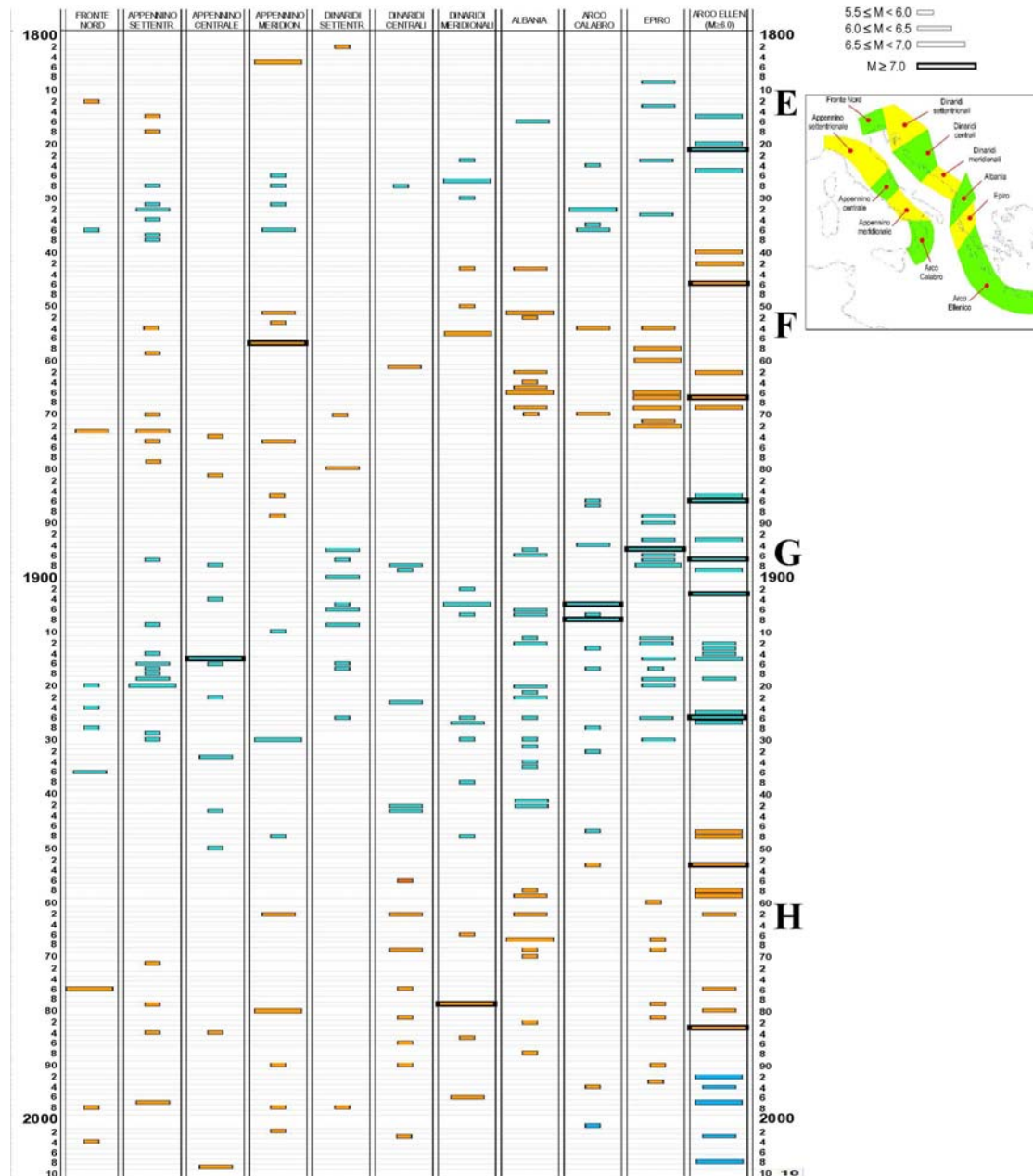


Fig. 3.3.3 Distribuzione temporale dei terremoti più intensi avvenuti lungo la Fossa Ellenica e le zone peri adriatiche dal 1800. Vedi didascalia della figura 3.3.2.

orientale (Epiro, Albania, Dinaridi) e occidentale (Arco Calabro, Appennino) di Adria. Si possono riconoscere varie sequenze migratorie, con tempi di sviluppo completo di circa 40-60 anni: (A, B, C, D in figura 3.3.2 e E, F, G, H in figura 3.3.3). Le sequenze

individuate raramente coinvolgono tutte le zone sismiche periadriatiche. Le due sequenze più complete ed energetiche sono la B e la G. - La zona ellenica più attiva è la faglia di Cefalonia e zone circostanti, presente con varie scosse forti in quasi tutte le sequenze

migratorie.

- Dopo il 1800, la zona dell'Albania mostra una notevole continuità di attivazione, essendo presente con varie scosse di $M > 6$ in quasi tutte le sequenze. Questo potrebbe suggerire che la quasi totale assenza di scosse nei due secoli precedenti può essere dovuta all'incompletezza dell'informazione storica.

- Un'osservazione analoga, anche se meno evidente, si può fare per il settore dell'Epiro, dove l'attività dal 1800 è molto più frequente ed intensa rispetto a quella dei due secoli precedenti. Anche in questa zona la maggiore concentrazione di scosse di $M \geq 6$ è avvenuta durante le due sequenze F e G. Si può notare che l'ultima scossa di $M > 6.0$ è avvenuta nel 1930, oltre 80 anni fa.

- Dopo il 1800, la maggiore concentrazione di scosse di $M \geq 6$ è relativa alle sequenze F e G.

- Nel settore delle Dinaridi settentrionali il periodo più attivo in assoluto è inserito nella fase G, mentre l'attività è molto scarsa nelle sequenze E e H. In particolare, l'assenza di terremoti forti nell'ultima sequenza potrebbe avere importanti implicazioni per la pericolosità sismica attuale in alcune zone italiane.

- Tra le zone periadriatiche italiane, l'Appennino settentrionale è quella che mostra la massima sensibilità al passaggio delle varie perturbazioni, essendo presente con varie scosse di $M \geq 5.5$ in tutte le sequenze migratorie. Questa evidenza è coerente con il fatto che i terremoti più violenti (1703, $M = 6.7$; 1920, $M = 6.5$) si sono verificati durante le due sequenze più complete ed energetiche (B e G).

- Nell'Appennino centrale, le scosse di $M \geq 5.5$ non sono molto frequenti. Anche per questa zona le tre scosse più intense (1703, $M = 6.7$; 1706, $M = 6.8$ e 1915, $M = 7.0$) sono avvenute durante le sequenze B e G, in linea con la considerazione fatta nel punto precedente.

- I terremoti forti dell'Appennino meridionale mostrano una notevole corrispondenza con quelli delle Dinaridi meridionali negli ultimi due secoli. Una discussione dettagliata su questa evidenza è riportata nel paragrafo 3.4.

- L'attività nell'Arco Calabro mostra una

notevole sensibilità ai periodi sismici nel settore occidentale dell'Arco Ellenico. La significativa corrispondenza tra i terremoti forti di queste due zone è discussa nel paragrafo 3.5.

A integrazione di quanto mostrato nelle figure 3.3.2 e 3.3.3, può essere utile avere un quadro di come le scosse si sono distribuite nelle zone periadriatiche durante ogni sequenza (Figg.3.3.4-3.3.7). Anche questa informazione si presta ad alcune considerazioni sulle caratteristiche delle varie sequenze.

Sequenza A

Il periodo più attivo nell'Arco Ellenico-Epiro va dal 1622 al 1636 (Figg. 3.3.2 e 3.3.4). Durante e subito dopo questa fase sono avvenute 3 forti scosse nell'Arco Calabro (1626 6.0, 1638 6.9 e 7.0). Dopo questa attività intensa nelle due regioni più meridionali, si sono attivati i bordi dinarici meridionali e settentrionali, mentre la sismicità è rimasta bassa nella catena appenninica settentrionale (con nessuna scossa di $M > 5.6$) e nelle Alpi orientali.

Questa evidenza di *avanzamento obliquo* della placca adriatica potrebbe spiegare il fatto che due scosse intense sono avvenute nell'Appennino centrale e soprattutto nella zona del Gargano (evento piuttosto raro), dove sono riconosciuti sistemi di faglie trasversali orientate circa EO (p.e., le faglie di Mattinata e di Gondola), particolarmente sensibili alle torsioni interne della placca. Questa scarsa attività lungo il bordo adriatico occidentale (catena appenninica) può implicare un caricamento consistente delle zone sismiche implicate, che risultavano quindi più esposte a intense attivazioni nelle fasi successive.

Sequenza B

L'attività sismica documentata nell'Arco Ellenico-Epiro (Figg. 3.3.2 e 3.3.4) non è elevata, ma una scossa molto forte si è verificata nelle Dinaridi meridionali (1967, $M = 7.5$). La magnitudo stimata implica che un segmento consistente (lungo molte decine di km) del bordo orientale della placca adriatica si è svincolato durante questa scossa

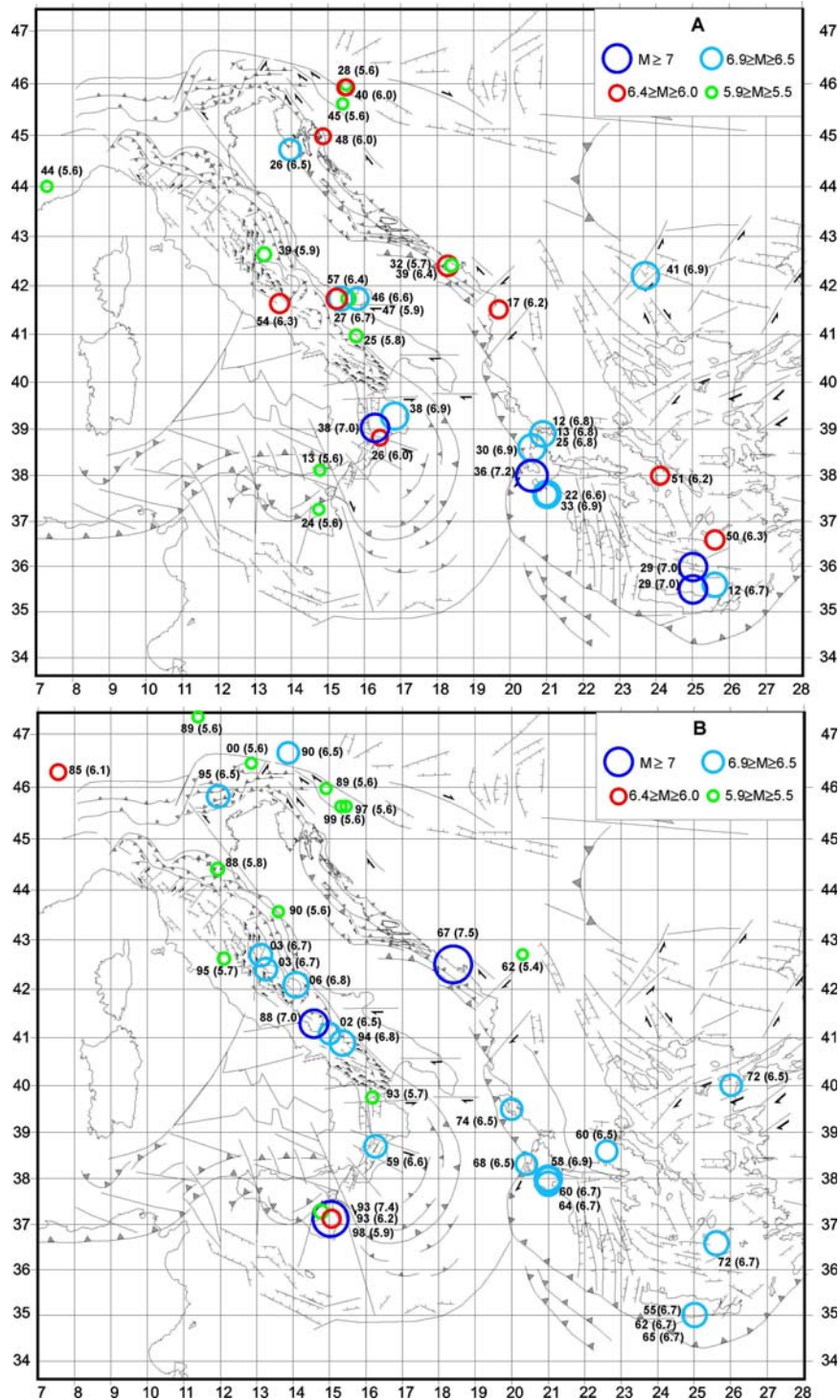


Fig. 3.3.4 Mappe delle sequenze sismiche A e B indicate nelle figure 3.3.2

verificata nelle Dinaridi meridionali (1967, $M = 7.5$). La magnitudo stimata implica che un segmento consistente (lungo molte decine di km) del bordo orientale della placca adriatica si è svincolato durante questa scossa. Questo evento è stato seguito da circa 20 anni di scarsa attività in tutte le altre zone sismiche periadriatiche, rinforzando l'impressione che

in quel momento evolutivo la parte centro settentrionale della placca adriatica stesse incontrando una notevole resistenza a sviluppare il suo movimento verso la catena alpina. Questa situazione di stallo sembra essersi sbloccata nel 1688, quando si è riattivata la sismicità intensa nella catena appenninica meridionale con una scossa di M

= 7.0, seguita da altre due scosse forti nel 1694 (6.8) e 1702 (6.5). Dopo questo primo svincolo del cuneo Molise-Sannio, l'attività è ripresa con notevole vigore nella parte settentrionale della catena appenninica, nelle Alpi orientali e nelle Dinaridi settentrionali. L'ultimo a cedere è stato l'Appennino centro-settentrionale, dove però si sono verificate,

nel giro di un mese, due delle scosse più forti della sua storia: Umbria meridionale (gennaio 1703 $M = 6.7$) e zona aquilana (febbraio 1703 $M = 6.7$).

Si può notare che anche in questa sequenza la fase più intensa nella zona Cefalonia-Epiro è stata accompagnata da una scossa forte in Calabria (1659 $M = 6.6$).

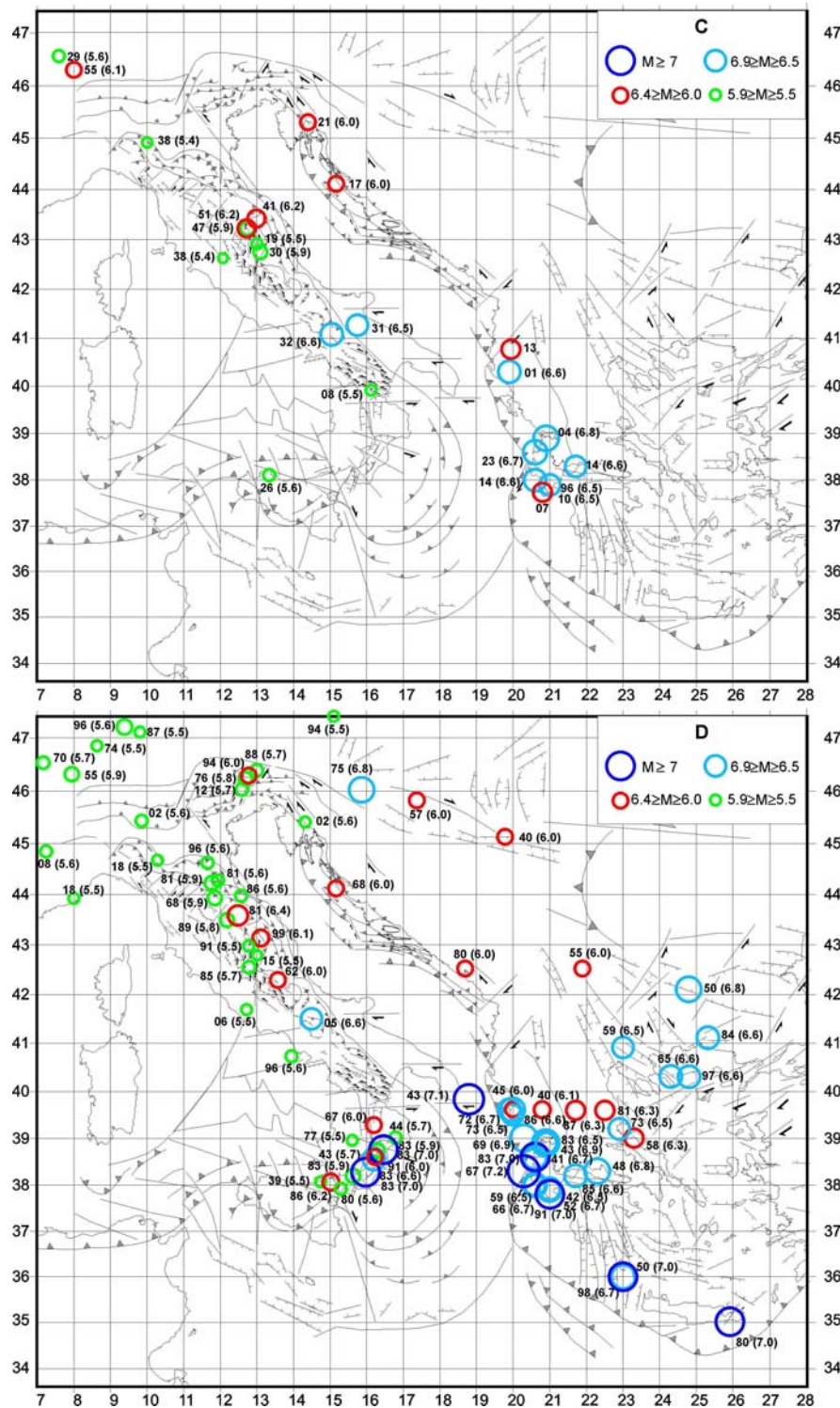


Fig. 3.3.5. Mappe delle sequenze sismiche C e D mostrate nelle figure 3.3.2

Sequenza C

Il rilascio di energia nell'Arco Ellenico che ha dato inizio a questa sequenza è stato abbastanza ridotto rispetto ad altre sequenze, comprendendo solo 5 scosse di magnitudo compresa tra 6.5 e 6.7 nella zona di Cefalonia e una di $M = 6.6$ nell'Epiro (Figg. 3.3.2 e 3.3.5). Questo potrebbe spiegare la non elevata magnitudo dei terremoti che hanno attivato sia il bordo orientale che quello occidentale della placca adriatica. In particolare, questo contesto è coerente con il fatto che il bordo settentrionale della placca adriatica nelle Alpi orientali non ha subito scosse di $M \geq 5.5$ durante tutta la sequenza.

Si può notare che in questo periodo si è attivato il sistema di faglie della zona umbra meridionale, situata a nord delle zone colpite dalle scosse violentissime del 1703-06 nell'Appennino centrale. La rilevanza di questo evento è rimarcata dalla distribuzione di terremoti forti nell'Appennino settentrionale durante le sequenze successive.

Sequenza D

A differenza di quanto successo nella sequenza precedente, l'attività nell'Arco Ellenico è stata molto elevata nel periodo 1740-1760, con 10 scosse di $M \geq 6.5$, di cui 2 con $M > 7.0$, principalmente localizzate nella zona di Cefalonia e nell'Epiro (Figg. 3.3.2 e 3.3.5).

Si può notare che in questo periodo una scossa molto intensa (1743, $M = 7.1$) ha attivato il sistema di faglie EO situato a sud della penisola salentina. Questo evento, essendo l'unico così intenso documentato in quella zona nella storia conosciuta, può fornire un indizio molto importante sulle implicazioni tettoniche della distribuzione di terremoti che l'hanno preceduto.

Alla violenta attività dell'Arco Ellenico, la Calabria ha *risposto* in tempi brevi con due scosse intense nel 1743 (5.7) e 1744 (5.7).

Nei bordi orientale e occidentale di Adria la sismicità è rimasta piuttosto scarsa fino al 1770-80, quando l'attività si è accentuata nell'Appennino centro-settentrionale e nelle Alpi orientali.

Ulteriori violente scosse nell'Arco Ellenico-Epiro si sono poi verificate nel periodo 1766-69. Dopo questa ripresa di

attività, l'Arco Calabro ha subito una delle più disastrose crisi sismiche della sua storia, con scosse fortissime in tutti i principali sistemi di faglie (1783, $M = 7.0, 6.6, 7.0$).

Stranamente, in questa sequenza non è riportata alcuna scossa di $M > 5$ nell'Appennino meridionale (lacuna del catalogo?). Nel settore RMU dell'Appennino settentrionale sono invece avvenute numerose scosse di magnitudo compresa tra 5.5 e 6.4 nel periodo che va dal 1781 al 1799. L'attivazione di questa zona potrebbe essere vista come la prosecuzione verso nord della fratturazione che era iniziata con i fortissimi terremoti del 1703 (sequenza B) e che era proseguita nella sequenza successiva (C) con scosse nell'Umbria meridionale.

Alla fine di questa sequenza, anche il bordo settentrionale della placca adriatica (Alpi orientali) è riuscito a fare un piccolo passo avanti, come effetto di 4 scosse di $M \geq 5.5$.

Lungo il bordo orientale di Adria, nella catena dinarica, l'attività sismica è stata invece complessivamente scarsa, a differenza di quanto avvenuto nelle sequenze A e B. La maggiore attività sismica che c'è stata nella catena appenninica durante questa fase si potrebbe interpretare come un *recupero* di spostamento del margine occidentale di Adria (dopo la scarsa mobilità delle sequenze precedenti).

Sequenza E

La fase sismica nell'Arco Ellenico-Epiro è stata abbastanza energetica, comprendendo 5 scosse di $M \geq 6.5$, di cui una con $M \geq 7.5$ (Figg. 3.3.3 e 3.3.6). Lo sviluppo successivo di questa sequenza ha coinvolto quasi tutte le zone periadriatiche occidentali, ma con attività sismica non molto intensa. Nella parte meridionale dell'Appennino, una sismicità medio intensa ($M = 5.5-6.0$) ha colpito la zona della Basilicata (1826, 1831 e 1836), dove è ubicato il sistema di faglie trascorrenti sinistre che disaccoppia il cuneo del Molise Sannio dal cuneo della Calabria (Fig. 3.1.1). Questa connessione sismotettonica potrebbe fornire una spiegazione per il fatto che nello stesso periodo la Calabria è stata interessata da alcune scosse forti 1832 (6.6), 1835 (5.8) e 1836 (6.2).

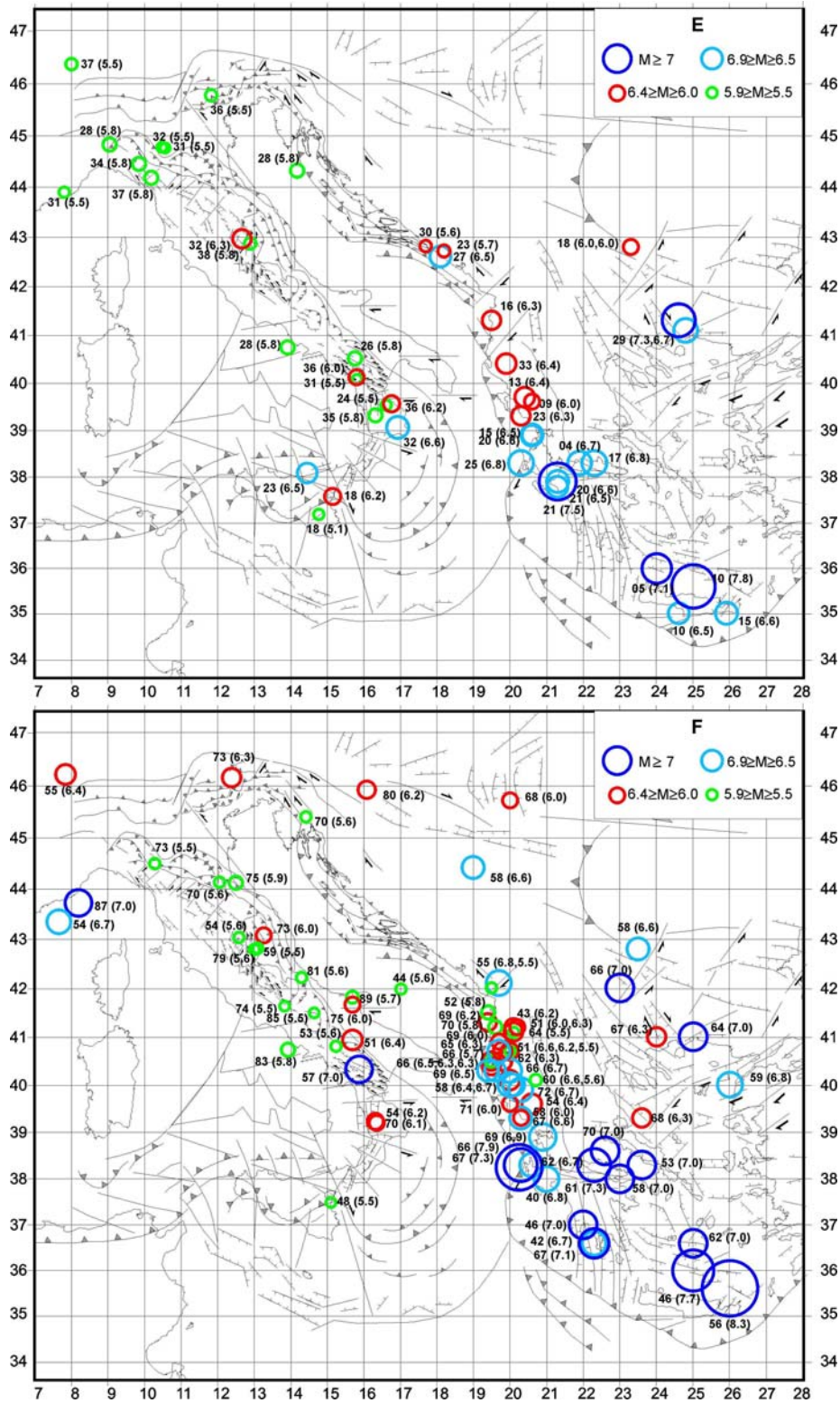


Fig. 3.3.6 Mappe delle sequenze E e F di figura 3.3.3

Si può notare che nell'Appennino settentrionale si è particolarmente attivato il settore toscano-emiliano, forse a completamento del percorso della sismicità partito dalla parte centrale dell'Appennino nel 1703 (sequenza B) e passato poi dall'Umbria meridionale

(sequenza C) e quindi nel settore Romagna-Marche-Umbria dell'Appennino (sequenza D). Se il catalogo sismico a disposizione garantisce una completezza accettabile per i secoli precedenti, sarebbe interessante controllare se per questo tipo di migrazione

della sismicità lungo il bordo interno dei cunei mobili della catena appenninica settentrionale può essere riconosciuta qualche sistematicità.

Durante questa sequenza si può supporre che il movimento della parte settentrionale della placca adriatica fosse notevolmente inibito, come indicato dalla quasi totale assenza di terremoti di $M > 5.5$ sia nella Dinaridi settentrionali che nelle Alpi orientali. Una fase di questo tipo (associata necessariamente all'accumulo di deformazione) può implicare una maggiore probabilità di cedimento delle zone in oggetto nelle sequenze successive.

Sequenza F

L'elevatissimo numero di scosse: 8 eventi di $M > 6.5$, di cui 4 con $M \geq 7$ (7.0, 7.7, 7.1, 7.3) nella zona di Cefalonia-Peloponneso 10 di $M \geq 6$, di cui 5 con $M \geq 6.5$, nell'Epiro e 11 scosse di $M > 6$ nell'Albania, mostrate nelle figure 3.3.3 e 3.3.6, implica un notevole disaccoppiamento tra la parte meridionale di Adria e le zone balcaniche. Il fatto che nelle Dinaridi e nella catena appenninica l'attività sismica non sia stata molto intensa durante questo periodo indica che lo spostamento della parte centrale di Adria è stato limitato. L'occorrenza di una scossa forte nelle Alpi orientali (1873 $M = 6.3$) implica invece che la parte più settentrionale della stessa placca è riuscita a fare un avanzamento che non aveva potuto sviluppare nella fase precedente. Il fatto che l'evento del 1873 abbia preceduto alcune scosse nell'Appennino centro-setentrionale e Dinaridi settentrionali, potrebbe significare che lo svincolo nelle Alpi orientali ha sbloccato il movimento della parte settentrionale del sistema Adria-Appennino.

Nell'Appennino meridionale è proseguita l'attivazione del sistema di faglie trascorrenti della Basilicata (1851 6.4, 1853 5.6, 1857 7.0), seguita anche in questo caso, da 2 scosse forti in Calabria, una nel 1854 (6.2) e l'altra, con qualche anno di ritardo, nel 1970 (6.1).

Sequenza G

Anche in questa sequenza, come nella precedente, la fase sismica nell'Arco Ellenico-Epiro è stata molto intensa (Figg. 3.3.3 e 3.3.7). Nel settore Peloponneso-Cefalonia ci sono state 16 scosse di $M \geq 6.5$,

di cui 4 con $M \geq 7$, e 2 che hanno addirittura raggiunto e superato il valore 8.0. Nell'Epiro le scosse di $M \geq 6.0$ sono state 14. Il periodo più energetico è stato quello compreso tra il 1885 e il 1903. E' interessante notare che come nelle sequenze precedenti questa attività è stata seguita da molte scosse forti ($M \geq 5.5$) in Calabria, di cui 2 fortissime (1905 7.0 e 1908 7.1).

Dopo l'attivazione dell'Arco Ellenico e della Calabria, scosse forti e fortissime hanno colpito tutte le altre zone sismiche periadriatiche, delineando questa sequenza come la più violenta tra quelle individuate. Considerando tutti gli svincoli associati alle numerosissime scosse avvenute, è logico pensare che durante questa fase l'avanzamento della placca adriatica è stato sicuramente maggiore che nei casi precedenti. Questo può anche spiegare perché questa fase ha avuto una durata più lunga delle altre.

Sequenza H

Questa sequenza è chiaramente separata da quella precedente da un periodo abbastanza lungo (circa 20 anni) di bassa attività sismica, con nessuna scossa di $M > 6$ (Figg. 3.3.3 e 3.3.7). Però, lo sviluppo della sismicità durante questa sequenza non è molto chiaro essendo diviso in due fasi. La prima va dal 1947 al 1962, con 7 scosse di $6.5 < M < 7.0$ e 1 di $M = 7.3$, tutte situate nella zona di Cefalonia. L'attività è ripresa nel 1976 con altre 4 scosse forti, di cui una di $M = 7.0$.

In questa sequenza la notevole attività dell'Arco Ellenico non è stata associata a una riattivazione altrettanto intensa nella zona dell'Epiro. Questo potrebbe implicare che la sismicità nella zona Peloponneso-Cefalonia è stata principalmente prodotta da un movimento (circa verso Ovest) della Grecia settentrionale, senza coinvolgere il settore delle Ellenidi corrispondente all'Epiro. Questa ipotesi è coerente con il fatto che una forte attività sismica è avvenuta nell'Egeo settentrionale, nelle zone dove sono localizzate le principali strutture tettoniche di disaccoppiamento tra i vari settori della Grecia, come la zona del canale di Corinto e la fossa adiacente all'Eubea. Forse, in connessione con la distribuzione particolare di scosse nell'Arco Ellenico, anche nelle altre

zone periadriatiche l'attività non si è concentrata nel tempo. Le anomalie riconoscibili nella distribuzione di sismicità nella zona egea e dintorni potrebbero essere connesse con l'eccezionale sequenza di

terremoti fortissimi che hanno attivato la faglia Nord Anatolica dal 1939, determinando uno spostamento circa verso ovest per una decina di metri del blocco Anatolico-Egeo (e.g., Viti et alii, 2011).

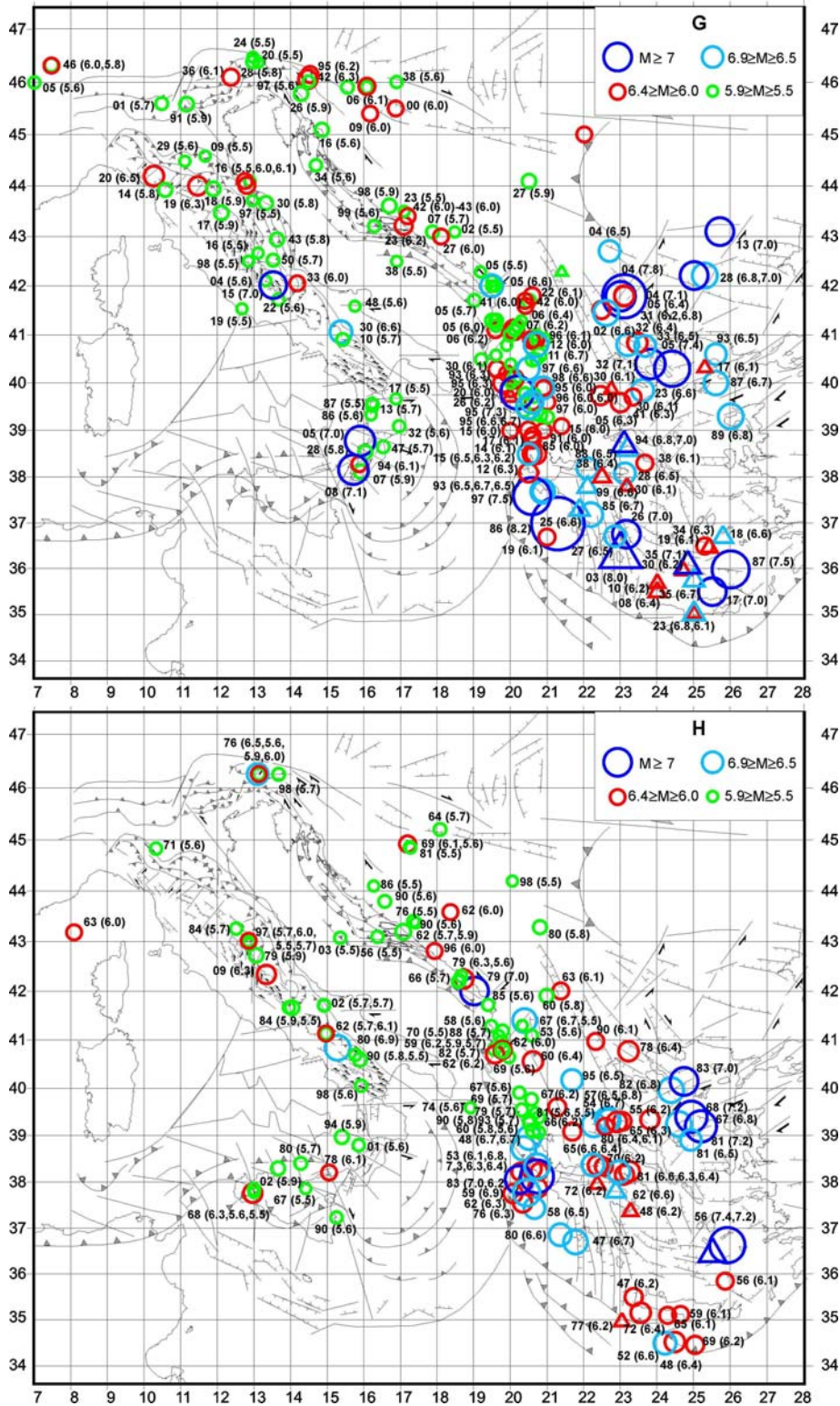


Fig. 3.3.7 Mappe delle sequenze G e H di figura 3.3.3

Il fatto che in questa sequenza la zona delle Dinaridi settentrionali ha subito una sismicità molto bassa può significare che questo settore e quelli a lui tettonicamente connessi sono attualmente esposti a scosse forti. Questa ipotesi è rafforzata dal fatto che durante tale sequenza una scossa di $M = 6.5$ e 3 di $M > 5.5$ (1976) si sono verificate lungo il bordo settentrionale di Adria, nelle Alpi orientali.

Le evidenze mostrate e discusse in questo paragrafo suggeriscono che la pericolosità sismica nelle zone periadriatiche subisce periodici incrementi durante il passaggio delle perturbazioni associate alle sequenze sismiche sopra discusse. Questo quadro d'insieme è sicuramente molto utile per consolidare la credibilità del concetto che i terremoti forti nell'area in esame sono legati tra loro nell'ambito dei processi tettonici attuali. Comunque, nonostante che le sequenze individuate tendano a ripetersi nel tempo, le

indicazioni fornite dalle casistiche finora disponibili non sono sufficientemente definite per tentare di ricavarne previsioni attendibili. Per esempio, non è facile definire quali sono le caratteristiche dell'attività sismica nelle zone elleniche che permettono di riconoscere l'insacco di una sequenza. Poi, va considerato che non tutte le zone vengono attivate dal passaggio della perturbazione.

Quindi, per acquisire strumenti più efficaci di previsione è necessario sviluppare conoscenze più dettagliate sui meccanismi tettonici locali capaci di produrre ripetitività sufficientemente significative delle interazioni tra sorgenti sismiche. A questo riguardo, è molto utile considerare le significative correlazioni riconosciute tra la sismicità di zone periadriatiche (Mantovani et alii, 2008, 2010a, 2011). I risultati di queste indagini integrati da alcuni importanti aggiornamenti sono descritti nei paragrafi seguenti.

3.4 Interazione tra sorgenti sismiche dell'Appennino Meridionale e delle Dinaridi Meridionali

Un esempio molto significativo di interazione tra sorgenti sismiche riguarda i due settori di catena, l'Appennino Meridionale e le Dinaridi Meridionali, che si fronteggiano dai bordi opposti del mare Adriatico (Fig.3.2.1). L'idea che le attività sismiche di queste due zone possano in qualche modo essere collegate ha cominciato a svilupparsi quando si è notato che il forte terremoto ($M = 7.0$) avvenuto in Montenegro nell'Aprile 1979 è stato seguito dal terremoto altrettanto forte dell'Irpinia nel Novembre 1980 ($M = 6.9$). Questa ipotesi si è poi rafforzata in seguito ad alcune analisi, di seguito descritte. Lo studio delle caratteristiche della zona di frattura attivata dal terremoto del 1979 (e.g., Benetatos e Kiratzi, 2006) indica un sottoscorrimento di oltre un metro della placca adriatica sotto la catena dinarica, come illustrato sinteticamente nella sezione della figura 3.4.1. Siccome la placca che scende sotto le Dinaridi è la stessa su cui è situata la catena appenninica, è ragionevole prevedere che lo spostamento di tale placca possa avere avuto conseguenze lungo il suo bordo italiano. Per approfondire le implicazioni di questo contesto è necessario

fare alcune verifiche sugli aspetti più significativi del problema, per esempio cercando di rispondere alle seguenti domande:

- Quali segnali si sono propagati dalla sorgente del terremoto del Montenegro alla zona dell'Irpinia?
- L'energia di tali segnali è sufficiente a scatenare terremoti come quello del 1980?
- Perché c'è stato un tempo di ritardo di circa 1 anno e mezzo tra la prima e la seconda scossa?
- Perché il terremoto del Montenegro ha attivato una faglia inversa con asse di raccorciamento circa NO-SE (e.g., Benetatos e Kiratzi, 2006), mentre la scossa dell'Irpinia ha coinvolto una faglia normale con asse di allungamento sempre NO-SE (e.g., Amoroso et alii, 2005)?

La risposta a queste domande può venire dalle conoscenze attualmente disponibili sul fenomeno del rilassamento postsismico. Quando avviene un terremoto, le zone che circondano la faglia sismica subiscono una perturbazione del loro stato di sforzo e deformazione. La risposta a tale perturbazione avviene attraverso vari processi che si sviluppano con vari tempi caratteristici,

controllati dalle proprietà delle rocce, che determinano il loro comportamento elastico, plastico e viscoso (e.g., Karato, 2008). La risposta più immediata è legata alla deformazione elastica della crosta attorno all'ipocentro e la propagazione delle onde sismiche (e.g., Okada, 1985). Tale effetto cosismico è seguito da una perturbazione del campo di deformazione dovuta al comportamento viscoelastico delle rocce (rilassamento postsismico), che si propaga nelle zone circostanti con velocità che vanno da decine di km a oltre 100 km all'anno (e.g., Anderson, 1975; Feigl e Thatcher, 2006). Quando l'aumento di sforzo/deformazione prodotto da questo fenomeno raggiunge zone sismiche *mature* (cioè dove sono presenti faglie prossime alla soglia di rottura e orientate favorevolmente rispetto agli assi principali della deformazione postsismica) può indurre scosse sismiche. La probabilità di questa risposta cresce con l'ampiezza della deformazione indotta e la velocità con cui essa aumenta nel tempo (e.g., Viti et alii, 2003).

Però, per quanto il fenomeno del rilassamento postsismico sia fisicamente plausibile, la possibilità di utilizzarlo per la stima della pericolosità sismica è ovviamente condizionata da un chiaro e convincente riconoscimento dei suoi effetti nel mondo e soprattutto nelle zone di interesse. Numerose evidenze sperimentali di questo fenomeno, basate su misure di geodesia spaziale, interferometria radar e anomalie gravimetriche, sono state riconosciute nel mondo (e.g., Pollitz et alii, 2006; Panet et alii, 2007; Ryder et alii, 2007; Cheloni et alii, 2010). Inoltre, l'analisi della distribuzione spaziale e temporale della sismicità in diverse zone indica che i processi di rilassamento causano interazione anche a distanze relativamente grandi (centinaia di chilometri) e dopo tempi relativamente lunghi (anni) tra sorgenti sismiche (e.g. Rydelek e Sacks, 1990, Pollitz et alii, 1998, 2006; Freed et alii, 2007). Chiare evidenze di queste possibili correlazioni sono anche documentate per la regione italiana (Viti et alii, 2003, 2004; Cenni et alii, 2008; Mantovani et alii, 2008, 2010a, 2011).

L'ipotesi che il fenomeno del rilassamento postsismico indotto dalla scossa del 1979 in

Montenegro abbia notevolmente influenzato il tempo di occorrenza e la localizzazione del terremoto irpino del 1980 è fortemente sostenuta dalle conoscenze sull'assetto tettonico nella zona in oggetto e dalle quantificazioni degli effetti attesi dalla propagazione della perturbazione innescata dal terremoto del 1979, come rimarcato dalle considerazioni seguenti:

- Nella sezione mostrata in figura 3.4.1 si può notare che la litosfera adriatica presenta una evidente doppia flessione verticale e si immerge da una parte sotto la catena dinarica e dall'altra sotto quella appenninica (e.g., Moretti e Royden, 1988; De Alteriis, 1995). Un terremoto forte di disaccoppiamento sotto le Dinaridi consente al dominio adriatico di accelerare il suo sottoscorrimento (e.g., Aliaj, 2006). Lo scorrimento avvenuto nella sorgente della scossa in Montenegro (16 Aprile, 1979, M=7) è stato valutato in 1-2 metri (Benetatos e Kiratzi, 2006 e riferimenti). Dopo questo spostamento cosismico, gli effetti della scossa si sono propagati attraverso la zona adriatica fino a raggiungere la catena appenninica, in particolare l'Appennino meridionale che è il settore più vicino alla sorgente del terremoto montenegrino. Questa propagazione è associata al rilassamento del substrato duttile/viscoso a cui è accoppiata la crosta superiore elastico/fragile e quindi la velocità con cui il fenomeno si sviluppa dipende dalle proprietà meccaniche di tale sistema strutturale (e.g., Anderson, 1975; Wang, 1995; Viti et alii, 2003). La grandezza che controlla questo fenomeno è la diffusività del sistema, D , misurata in m^2s^{-1} :

$$D = \frac{HhE}{\eta} \quad (1)$$

dove H e E sono rispettivamente lo spessore e la rigidità (modulo di Young) dello strato più superficiale elastico/fragile (dove avvengono i terremoti), mentre h e η rappresentano lo spessore e la viscosità del sottostante strato duttile. Il nome "diffusività" deriva dal fatto che il rilassamento postsismico si può interpretare come un processo di diffusione

dello sforzo e della deformazione nel sistema crosta-mantello (Elsasser, 1969).

L'analisi dei parametri che entrano nella formula (1) suggerisce che nell'area

mediterranea centrale la diffusività dovrebbe essere compresa tra 200 e 600 m^2s^{-1} (Viti et alii, 2003; Cenni et alii, 2008; Mantovani et

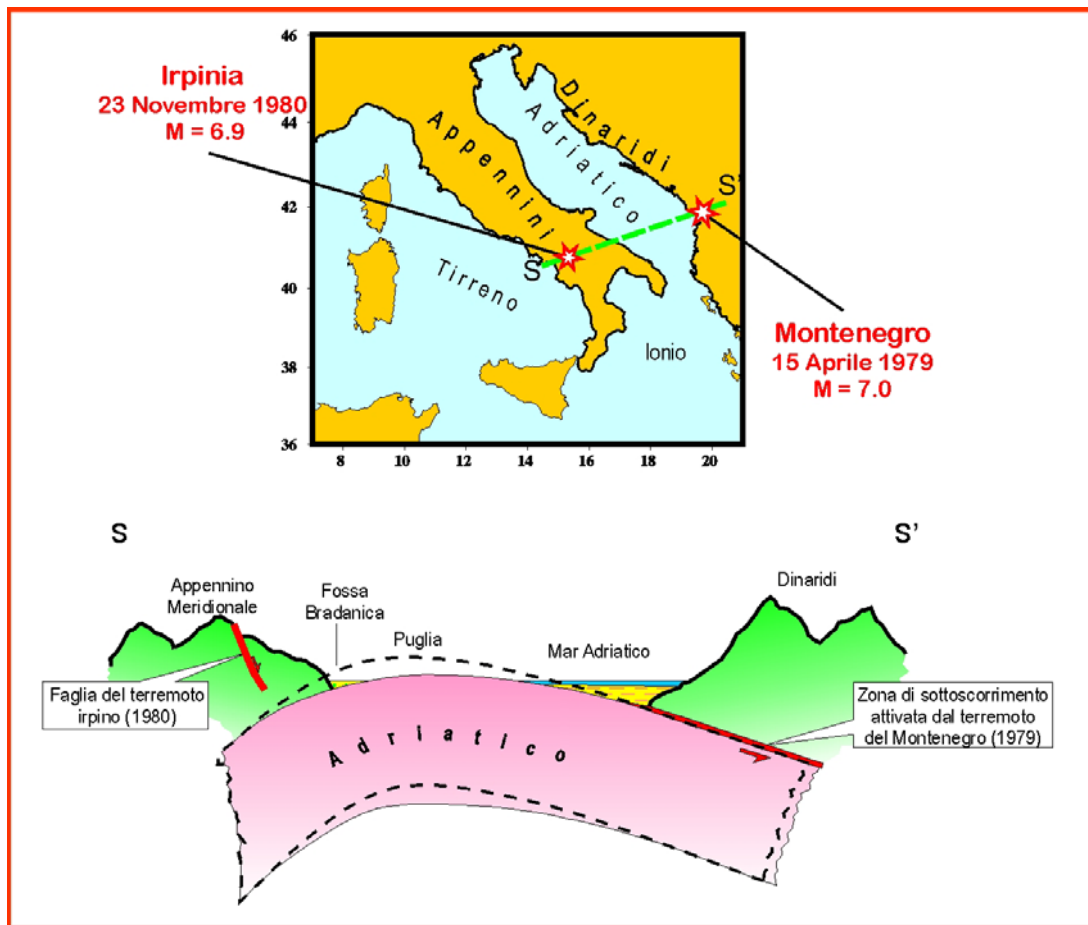


Fig. 3.4.1 Schema strutturale, lungo una sezione trasversale dell'Adriatico meridionale, che mette in evidenza la flessione della litosfera adriatica sovrascorsa dalla catena dinarica, da una parte, e dall'Appennino meridionale, dall'altra. La scala verticale è esagerata per rendere più evidente il possibile effetto di uno scorrimento sismico tra la litosfera adriatica (freccia rossa) e la catena dinarica. Nella mappa sono indicati gli epicentri dei terremoti del 1979 ($M=7.0$) in Montenegro e del 1980 ($M=6.9$) in Irpinia. In tratteggio la posizione della litosfera adriatica prima del terremoto del Montenegro.

alii, 2008). Tali valori sono stati adottati negli esperimenti numerici del processo di diffusione che verranno descritti più avanti per documentare gli aspetti teorici dei casi di interazione presunta tra sorgenti sismiche.

- Considerato che l'arrivo della perturbazione indotta dal terremoto del Montenegro ha comportato un aumento della deformazione estensionale, con asse di allungamento orizzontale circa SO-NE (come illustrato sotto), è ragionevole aspettarsi che tale perturbazione abbia favorito l'attivazione delle faglie normali, prevalentemente orientate circa SE-NO, presenti

nell'Appennino meridionale (e.g. Cinque et alii, 2000; Ascione et alii, 2003, 2007).

- La fragilità di una roccia, quindi la sua tendenza a fratturarsi, aumenta con l'aumentare della velocità di deformazione. In particolare, alcuni studi sperimentali mostrano che lo slittamento sismico delle faglie è considerevolmente favorito quando le rocce implicate subiscono variazioni repentine del tasso di deformazione (e.g., Niemeijer e Spiers, 2007; Savage e Marone, 2007). Quindi la probabilità che si verifichino terremoti indotti in una zona matura è più elevata quando tale parametro

raggiunge i suoi valori massimi (e.g., Pollitz et alii, 1998; Viti et alii, 2003; Cenni et alii, 2008).

- Queste considerazioni sono confermate dalle quantificazioni del rilassamento postsismico effettuate con modelli elasto-viscosi (Viti et alii, 2003; Cenni et alii, 2008; Mantovani et alii, 2008, 2011). In particolare, il calcolo dell'andamento temporale del tasso di deformazione innescato dall'ultimo terremoto forte in Montenegro (Fig.3.4.2) indica che l'arrivo del valore massimo della velocità di deformazione nella zona irpina (sede della scossa del 1980) è avvenuto 1-2 anni dopo la scossa del 1979, in ottimo accordo con la collocazione temporale del terremoto poi avvenuto (23 Novembre 1980). Per questo calcolo è stato assunto un valore ragionevole

della diffusività = $400 \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$, vedi Viti et alii (2003).

- I risultati delle simulazioni numeriche indicano inoltre che la perturbazione prodotta dal terremoto del Montenegro nell'Appennino meridionale ha incrementato la deformazione estensionale con asse di allungamento orizzontale circa OSO-ENE, favorendo così lo slittamento sismico delle faglie normali a direzione NO-SE presenti nella zona irpina.

Nonostante che molti aspetti della connessione tettonica considerata e le conoscenze sul ruolo del rilassamento postsismico supportino l'esistenza di un legame tettonofisico tra le Dinaridi meridionali e l'Appennino meridionale, potrebbe rimanere il dubbio che la corrispondenza osservata sia frutto di una

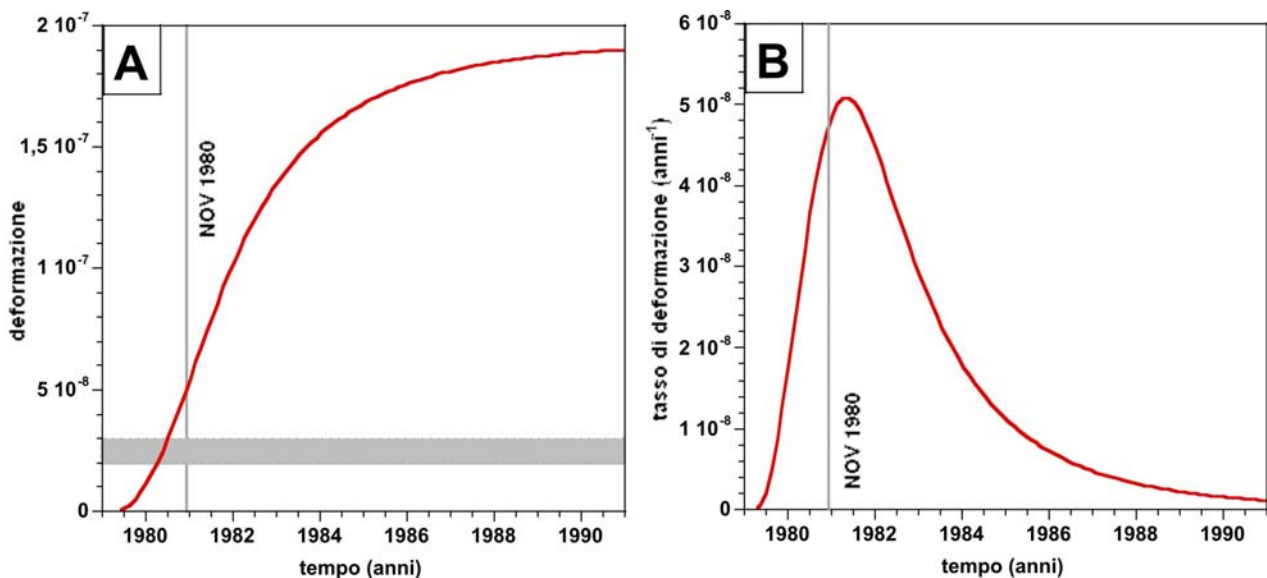


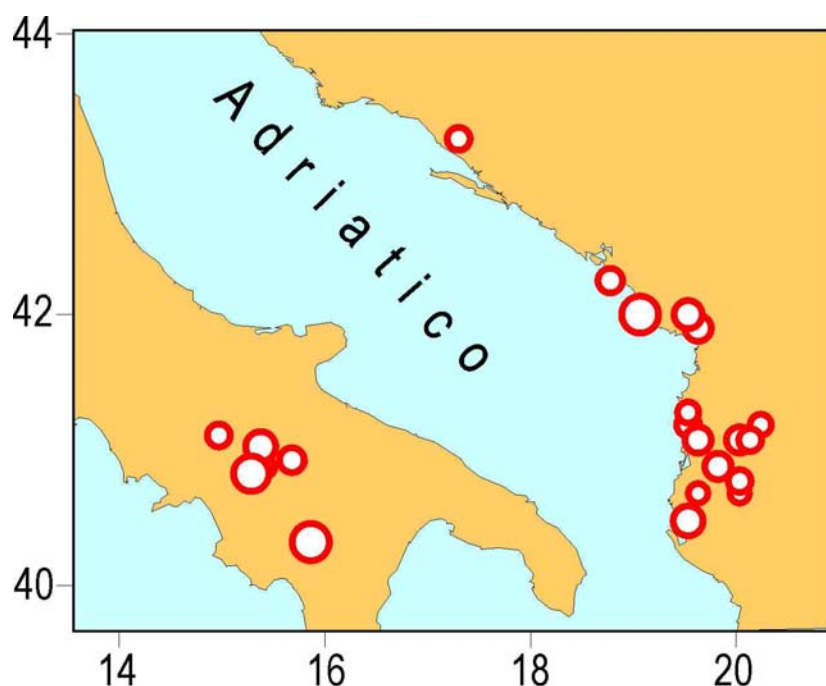
Fig. 3.4.2 Andamento nel tempo della deformazione (A) e del tasso della deformazione (B), indotte dal terremoto del Montenegro (16/4/1979) e calcolate nella zona epicentrale del terremoto irpino del 23/11/1980 (Fig.3.4.1). La linea verticale indica la data della scossa del 1980. La fascia orizzontale in (A) indica l'ampiezza della deformazione indotta dalle maree terrestri, sotto la quale l'innesco dei terremoti è considerato improbabile (Beeler e Lockner, 2003; Viti et alii, 2003). Le curve sono state calcolate con un modello numerico di diffusione dello sforzo adottando il valore di diffusività $D=400 \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$. Per i dettagli sulla metodologia, basata sulla tecnica di analisi numerica degli Elementi Finiti, si veda Viti et alii (2003).

coincidenza potrebbe rimanere il dubbio che la corrispondenza osservata sia frutto di una coincidenza. Questa possibilità, però, si riduce notevolmente se si considera la storia sismica precedente, da cui risulta che il caso del 1979-1980 è stato preceduto da altri simili, con tempi di ritardo paragonabili (Fig.3.4.3).

In particolare, la storia degli ultimi due secoli (la più completa ed affidabile dei vari cataloghi di terremoti disponibili) indica che tutte le scosse dell'Appennino meridionale sono state precedute di pochi anni da forti terremoti nella zona dinarica (vedi tabella). Si può dimostrare che una corrispondenza così

regolare ha una probabilità estremamente bassa di verificarsi per puro caso (Mantovani et alii, 2010a, 2011) e quindi può essere

spiegata solo ammettendo che sia dovuta ad un legame di causa-effetto che la rende sistematica.



| Appennino meridionale ($M \geq 5.5$) | Dinaridi meridionali ($M > 6.0$) |
|--|--|
| 1980 (6.9) | 1979 (7.0, 6.3) |
| 1962 (6.1) | 1959 (6.4) |
| 1930 (6.6) | 1926 (6.1), 1923 (6.2) |
| 1910 (5.7) | 1907 (6.2), 1906 (6.5), 1905 (6.6) |
| | 1870 (6.4), 1869 (6.2) |
| 1857 (7.0) | 1855 (6.5) |
| 1851 (6.4), 1853 (5.6) | 1851 (6.1, 6.7, 6.1) |
| 1828 (5.8) | 1827 (6.5) |
| 1826 (5.8) | 1823 (IX) |

Fig. 3.4.3 La tabella riporta anno e magnitudo dei terremoti forti ($M \geq 5.5$ nell'Appennino meridionale e $M > 6.0$ nelle Dinaridi) avvenuti durante gli ultimi due secoli nelle due zone nella mappa. L'analisi statistica dei terremoti della tabella (descritta nei dettagli in Mantovani et alii, 2010a, 2012) indica che la probabilità che un forte terremoto nell'Appennino meridionale ($M \geq 5.5$) avvenga senza essere preceduto (entro 5 anni) da un una scossa intensa ($M > 6$) nelle Dinaridi meridionali è bassa ($< 10\%$).

Per esempio, l'analisi statistica della serie di scosse riportate nella tabella di figura 3.4.3 indica che la probabilità che un terremoto

nell'Appennino meridionale si verifichi senza essere preceduto entro 5 anni da scosse forti nella zona dinarica è inferiore al 10%

(Mantovani et alii, 2010a, 2011). Ciò suggerisce che lo slittamento sismico delle faglie normali dell'Appennino meridionale richiede il contributo decisivo del rilassamento postsismico, attraverso il repentino incremento della velocità di deformazione illustrata in figura 3.4.2.

In questa ottica, la mancanza di scosse forti recenti nella zona dinarica implicherebbe che al momento le zone dell'Irpinia, Matese e Beneventano non sono da inserire tra quelle a rischio più elevato. Questa valutazione rimarrebbe valida fino a quando una scossa forte si verificasse di nuovo nelle Dinaridi meridionali. L'analisi statistica della casistica riportata nella tabella di figura 3.4.3 indica infatti che dopo una scossa di $M > 6.0$ nelle Dinaridi meridionali la probabilità che entro 5 anni si verifichi un forte terremoto ($M \geq 5.5$) nell'Appennino meridionale è di circa il 70%.

Nonostante che la completezza delle informazioni storiche sui terremoti precedenti il 1800 sia difficilmente valutabile, vale la pena di fare alcune considerazioni sulla lista riportata in tabella 3.4.1. In almeno tre casi

(1456, 1561 e 1702) i terremoti nell'Appennino meridionale sono stati preceduti entro pochi anni da forti scosse nelle Dinaridi meridionali, come per la corrispondenza Montenegro 1979 - Irpinia 1980.

I casi di mancata correlazione sono dovuti alla presenza di un lungo periodo di quasi quiescenza (1667-1816) nelle Dinaridi meridionali e nell'Appennino meridionale (1466-1688). Considerata la frequente sismicità che si è sviluppata in queste due zone nei periodi seguenti e precedenti è ragionevole supporre che tali quiescenze si possano imputare a lacune nelle informazioni storiche. Per esempio si potrebbe notare che la fase di quiescenza nelle Dinaridi meridionali corrisponde al periodo di massima influenza della dominazione ottomana, che come noto non ha molto favorito la documentazione dei disastri naturali (e.g., Albini, 2004; Guidoboni e Comastri, 2005).

| Appennino meridionale | Dinaridi meridionali |
|-----------------------|------------------------------------|
| 1805 (6.5) | 1780 (6.0) |
| 1732 (6.6) | |
| 1702 (6.3) | 1699 (6.0) |
| 1694 (6.8) | |
| 1688 (7.0) | 1667 (7.2)? |
| | 1639 (6.8), 1632 (6.6) |
| | 1617 (6.0) |
| | 1608 (6.0, 6.8, 6.0) |
| | 1563 (7.0) |
| 1561 (6.8) | 1559 (6.0) |
| | 1530 (6.3), 1516 (6.3) |
| | 1482 (6.3), 1480 (6.0), 1479 (6.3) |
| | 1473 (6.0), 1472 (6.0), 1471 (6.3) |
| 1456 (6.3, 6.1) | 1456 (7.1), 1451 (6.3) |

Tab. 3.4.1 Elenco dei terremoti forti ($M \geq 6$) avvenuti prima del 1806 nelle due zone peri-adriatiche indicate in figura 3.4.3. In grassetto le scosse con $M \geq 6.5$.

3.5 Interazione tra sorgenti sismiche della Calabria e dell'Arco Ellenico

Un'altra importante evidenza dell'esistenza del rilassamento postsismico nell'area mediterranea centrale è costituita dalla significativa correlazione che è stata riconosciuta fra le scosse intense della Calabria e i principali terremoti dell'Arco

Ellenico occidentale per il periodo successivo al 1600 (Mantovani et alii, 2008, 2011). La geometria delle due zone sismiche considerate e la lista delle scosse coinvolte sono riportate in figura 3.5.1 e tabella 3.5.1.

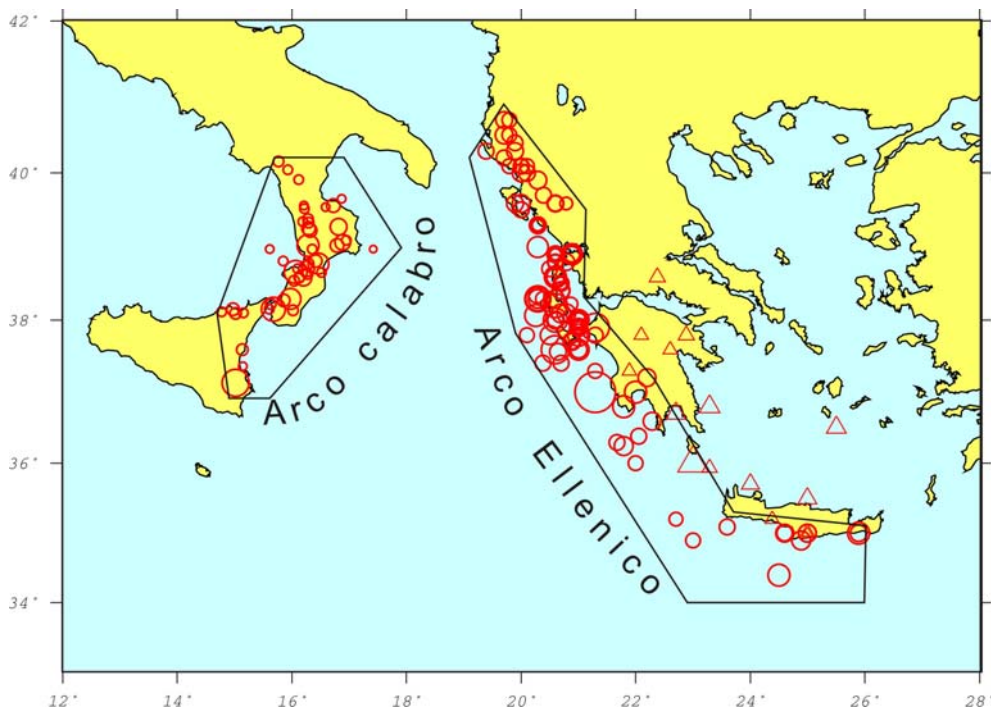


Fig.3.5.1. Geometria e sismicità dal 1600 delle zone Arco Calabro e Arco Ellenico occidentale implicate nella correlazione sismica descritta nel testo. L'anno e la magnitudo delle scosse coinvolte sono in tabella 3.5.1. Cerchi e triangoli indicano rispettivamente l'epicentro dei terremoti superficiali ($h < 50$) e profondi. Le informazioni sulla sismicità dalla Fig.3.2.1.

Queste due zone sono state identificate dopo una serie di tentativi (Mantovani et alii, 2008), partendo dall'ipotesi che l'attività sismica nell'Arco Calabro può essere favorita dalle fasi di moto accelerato del margine settentrionale africano (dominio ionico), innescate dai forti terremoti di disaccoppiamento che avvengono lungo il settore (da Creta all'Albania), dove la litosfera ionica e quella adriatica scendono sotto il sistema Egeo-Balcanico (Figg.3.2.1 e 3.3.1). Tra le varie geometrie prese in considerazione, quelle illustrate in figura 3.5.1 corrispondono alla migliore correlazione. La storia sismica delle due zone (Tab.3.5.1) suggerisce che i forti terremoti dell'Arco Calabro ($M \geq 5.5$) tendono a verificarsi alcuni anni (meno di 10) dopo le

scosse più intense ($M > 6.5$) nell'Arco Ellenico occidentale. La distribuzione temporale delle scosse nelle due zone suggerisce che la sismicità dell'Arco Calabro risente in modo particolare del modo in cui è rilasciata l'energia sismica nell'Arco Ellenico. Per esempio, sembrano più efficaci poche scosse forti ravvicinate in pochi anni che molti eventi separati tra loro di molti anni. Test statistici effettuati sul campione di dati riportato in tabella 3.5.1 (Mantovani et alii, 2011), indicano che la probabilità che le 37 corrispondenze osservate siano puramente casuali è estremamente ridotta.

Sempre con valutazioni di tipo statistico (Rhoades e Evison, 1979) è possibile stabilire che la probabilità che un precursore ellenico (assunto come costituito da due

| Arco Calabro ($M \geq 5.5$) | Arco Ellenico ($M > 6.0$) |
|------------------------------------|---|
| | 1601 (6.7) |
| 1626 (6.0) | 1622 (6.6) |
| 1638 (7.0, 6.9) | 1629 (7.0*), 1630 (6.9), 1633 (6.9), 1636 (7.2) |
| 1659 (6.6) | 1655 (6.7) |
| | 1662 (6.7), 1665 (6.7), 1674 (6.5) |
| 1693 (5.7) | |
| 1708 (5.5) | 1701 (6.6) |
| | 1714 (6.6) |
| | 1723 (6.7) |
| 1743 (5.7), 1744 (5.7) | 1741 (6.7), 1743 (6.9) |
| 1767 (6.0) | 1759 (6.5), 1766 (6.7), 1767 (7.2) |
| 1777 (5.5) | 1772 (6.7) , 1773 (6.5) |
| 1783 (7.0, 6.6, 7.0) | 1780 (7.0) |
| 1791 (6.0) | 1783 (7.0), 1786 (6.6) |
| | 1810 (6.5) |
| 1824 (6.3) | 1815 (6.5, 6.6), 1820 (6.6) , 1823 (6.3) |
| 1832 (6.6) | 1825 (6.8) |
| 1835 (5.8), 1836 (6.2) | 1833 (6.6) |
| 1854 (6.2) | 1851 (6.6) |
| | 1858 (6.7, 6.4) |
| 1870 (6.1) | 1860 (6.6), 1862 (6.7, 6.3) , 1865 (6.3), 1866 (6.5, 6.3, 6.3), 1867 (6.6, 7.3) , 1869 (6.4) |
| 1886 (5.6), 1887 (5.5) | 1885 (6.7*), 1886 (8.2) |
| 1894 (6.1) | 1893 (6.5, 6.7, 6.5) |
| | |
| 1905 (7.0), 1907 (5.9), 1908 (7.1) | 1895 (7.3, 6.6), 1897 (7.5), 1899 (6.6*), 1903 (8.0*) |
| 1913 (5.7) | 1908 (6.4*), 1910 (6.2*), 1912 (6.3) |
| | 1914 (6.1), 1915 (6.3, 6.5, 6.2) |
| 1928 (5.8) | 1919 (6.1), 1926 (7.0*) , 1927 (6.5*) |
| 1947 (5.7) | 1940 (6.1) |
| | 1947 (6.7), 1948 (6.7, 6.7, 6.4), 1952 (6.6) |
| | 1953 (6.3, 6.4), 1958 (6.5), 1959 (6.1, 6.9) , 1962 (6.3), 1965 (6.1) |
| | 1969 (6.2), 1972 (6.4), 1976 (6.3), 1977 (6.2*) |
| | 1983 (7.0, 6.2) |
| 1998 (5.6) | 1992 (6.5), 1994 (6.4*), 1997 (6.4, 6.6) |
| ? | 2003 (6.2), 2006 (6.7*) , 2008 (6.8, 6.5, 6.2) |

Tab. 3.5.1. Elenco dei terremoti più intensi avvenuti dal 1600 nelle due zone delineate in figura 3.5.1. Nella colonna a destra le scosse principali ($M > 6.5$) sono in grassetto; l'eventuale asterisco accanto alla magnitudo indica che l'ipocentro è profondo ($h > 50$ km).

scosse di $M > 6.5$ o una di $M > 6.8$) sia seguito da un terremoto indotto nell'Arco Calabro ($M \geq 5.5$) entro un tempo di 10 anni (o 8 anni) è di circa il 70% (82% per 8 anni). Ancora più significativo è il fatto che la probabilità che un terremoto calabro avvenga senza essere preceduto da un precursore

nell'Arco Ellenico, è piuttosto bassa: 14%. Questo significa che il verificarsi di attività sismica intensa nell'Arco Ellenico, e della conseguente perturbazione, è una condizione quasi necessaria perché avvenga un terremoto forte ($M > 5.5$) nell'Arco Calabro. Come riportato da Mantovani et alii (2012), i valori

delle probabilità sopra citate diventano rispettivamente 80% e 9% se l'analisi delle correlazioni è limitata al periodo 1600-1940. Questo è probabilmente legato alle conseguenze sismotettoniche dell'attivazione sismica estremamente violenta della faglia nordanatolica dopo il 1939, che ha determinato un'eccezionale accelerazione del sistema Anatolia-Egeo e presumibilmente variazioni importanti del suo meccanismo collisionale con il blocco africano-ionico in

corrispondenza della Fossa Ellenica (Mantovani et alii, 2011). Anche per questa correlazione abbiamo calcolato gli effetti attesi dal rilassamento postsismico di alcune sequenze di scosse riportate in tabella 3.5.1. Nella figura 3.5.2 è mostrato l'andamento temporale della deformazione e del tasso di deformazione innescato dalle scosse forti avvenute nell'Arco Ellenico nel 1899 ($M = 6.6$) e 1903 ($M = 7.9$).

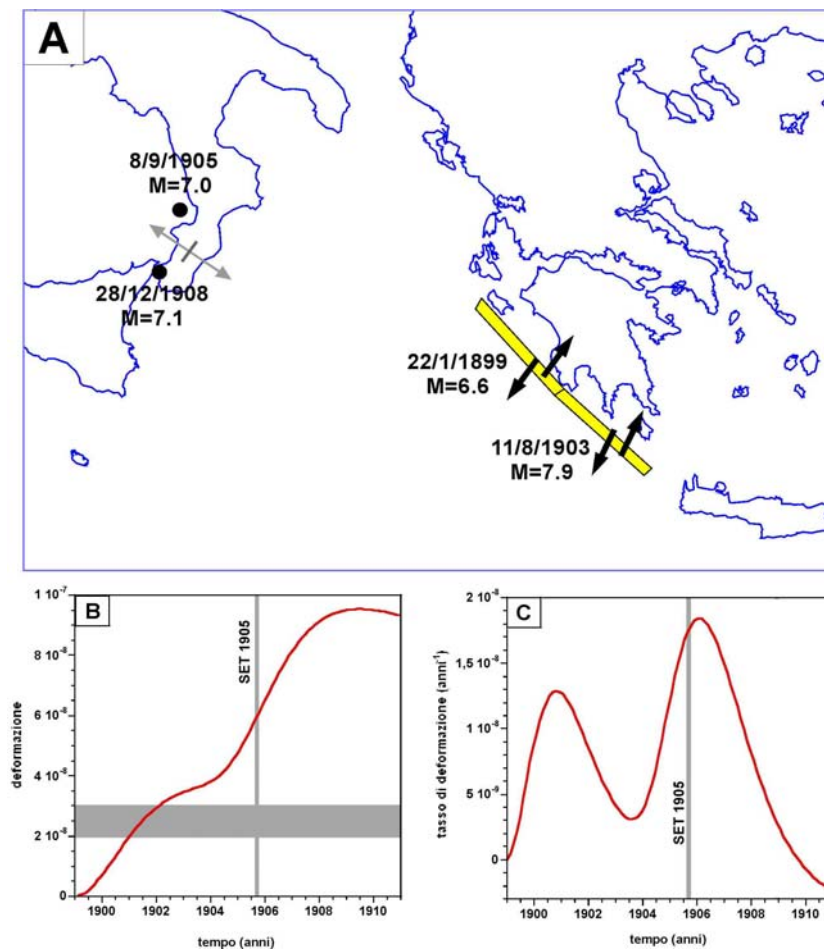


Figura 3.5.2 Modellazione del rilassamento postsismico indotto nella Calabria meridionale dai forti terremoti avvenuti nel 1899 e 1903 nell'Arco Ellenico. Il calcolo è stato effettuato mediante la procedura numerica descritta da Viti et alii (2003) e Mantovani et alii (2008). **A)** Le barrette gialle in A mostrano la geometria delle zone adottate per simulare le sorgenti sismiche. Le frecce nere applicate ai bordi delle barrette gialle indicano gli spostamenti orizzontali usati per il calcolo (0.6 metri per il 1899 e 4.5 m per il 1903), stimati in base alla relazione empirica tra slittamento sismico e magnitudo di Wells e Coppersmith (1994). La diffusività adottata è leggermente superiore al valore considerato nel caso dei terremoti del Montenegro e Irpinia, descritto nel paragrafo precedente ($600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ invece di $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Questa scelta è giustificata dal fatto che in questo caso la perturbazione postsismica si propaga nel dominio oceanico ionico (Fig.3.2.1), dove lo spessore dello strato elastico-fragile, il termine H nella formula (1), è maggiore rispetto alla litosfera continentale adriatica (Viti et alii, 1997). Gli assi principali di allungamento e raccorciamento orizzontale previsti nella Calabria centro-meridionale nel 1905 sono rispettivamente indicati dalle frecce divergenti e dalla barra. **B)** Andamento temporale della deformazione postsismica indotta in Calabria meridionale dai terremoti ellenici riportati in A. La linea verticale marca il tempo di occorrenza della scossa del 1905 in Calabria. La fascia orizzontale in B corrisponde all'ampiezza della deformazione indotta dalle maree terrestri. **C)** Andamento temporale del tasso di deformazione relativo alla deformazione mostrata in B.

E' interessante notare che la forte scossa del settembre 1905 nella zona di Catanzaro ($M = 7.0$) si è verificata in buon accordo temporale con l'arrivo del secondo massimo del tasso di deformazione indotto, dopo una consistente crescita dell'ampiezza della deformazione. Il primo picco del tasso di deformazione (raggiunto nel 1901) non ha avuto effetto in quanto in quel momento l'ampiezza della deformazione (Fig.3.5.2B) era più bassa del valore indotto dalle maree terrestri, che viene considerato come la soglia inferiore per l'innescò di eventi sismici (Beeler e Lockner, 2003; Viti et alii, 2003).

La scossa del 1905 è stata anche favorita dal fatto che la direzione dell'asse principale

di allungamento indotto in Calabria meridionale ($N120^{\circ}$ - $130^{\circ}E$, Fig.3.5.2A) è compatibile con il regime estensionale dominante (orientato SE-NO) indicato dalle faglie attive e dai meccanismi focali (e.g., Tansi et alii, 2007 e riferimenti).

Si potrebbe infine avanzare l'ipotesi che dopo il cedimento della faglia di Catanzaro, che ha agito come svincolo laterale del cuneo della Calabria meridionale, si è poi attivata, con il forte terremoto di Messina del 1908, l'altra guida laterale dello stesso cuneo, localizzata nella zona peloritana e orientata parallelamente alla faglia di Vulcano (Finetti, 2008).

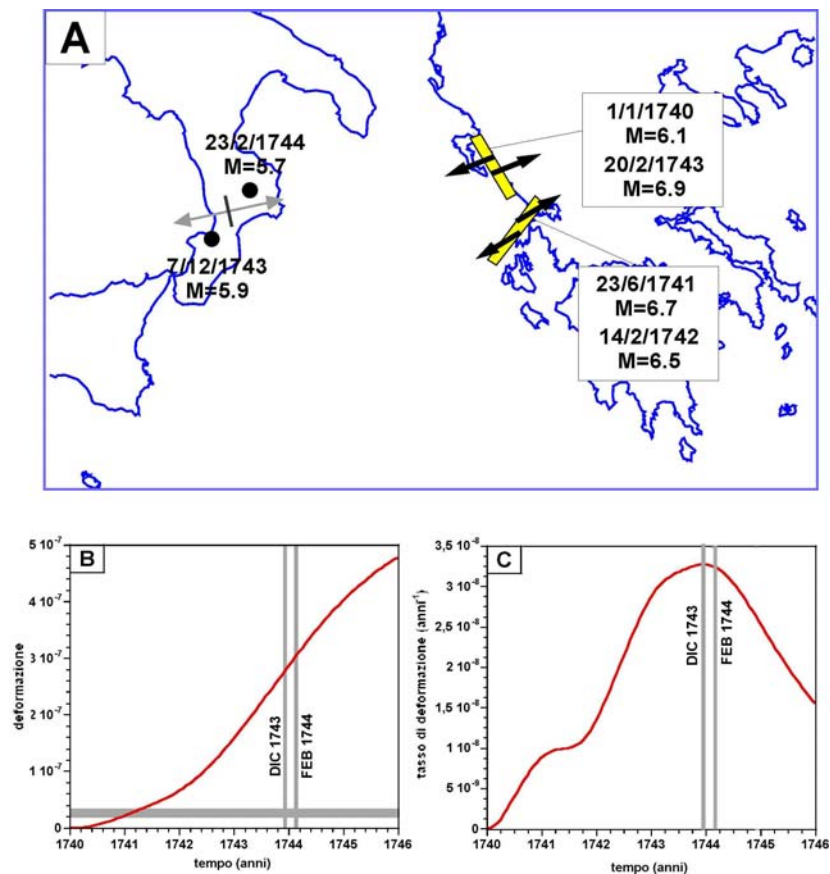


Figura 3.5.3 Modellazione del rilassamento postsismico (in Calabria) innescato dai terremoti avvenuti nell'Arco Ellenico settentrionale nel 1740, 1741, 1742 e 1743, effettuata mediante la procedura numerica descritta in Viti et alii (2003) e Mantovani et alii (2008). A) Le barrette gialle mostrano la geometria delle sorgenti adottate per simulare le faglie attivate e le frecce nere indicano gli spostamenti orizzontali adottati (0.3 m per il 1740, 0.7 m per il 1741, 0.5 m per il 1742, 0.9m per il 1743), stimati in base alla relazione empirica tra slittamento sismico e magnitudo di Wells e Coppersmith (1994). La diffusività adottata per questo esperimento è $600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, come per il caso precedente. Gli assi principali di allungamento e raccorciamento orizzontale previsti nella Calabria centro-settentrionale alla fine del 1743 sono rispettivamente indicati dalle frecce divergenti e dalla barra. B) Andamento temporale della deformazione postsismica indotta in Calabria centro-settentrionale dai terremoti ellenici riportati in A. C) Andamento temporale del tasso di deformazione relativo alla deformazione mostrata in B. Altri dettagli e commenti nella didascalia di figura 3.5.2.

Nella figura 3.5.3 è mostrato l'andamento temporale della deformazione e del tasso di deformazione innescati dalle scosse forti che sono avvenute nella parte più settentrionale dell'Arco Ellenico (tra Cefalonia e l'Epiro) negli anni 1740 ($M = 6.1$), 1741 ($M = 6.7$), 1742 ($M = 6.5$) e 1743 ($M = 6.9$). I due terremoti nella Calabria centrale e settentrionale del 1743 ($M = 5.7$) e 1744 ($M = 5.7$) si sono verificati in buona corrispondenza con i massimi valori del tasso di

deformazione, quando l'ampiezza della deformazione aveva già ampiamente superato il valore della soglia delle maree terrestri (Fig.3.5.3B). Anche in questo caso, si può notare che le faglie normali presumibilmente attivate in Calabria sono favorevolmente orientate rispetto all'asse principale di allungamento calcolato (Fig.3.5.3A).

Nella figura 3.5.4 è mostrato l'andamento temporale della deformazione e del tasso di deformazione innescati dalle scosse forti che

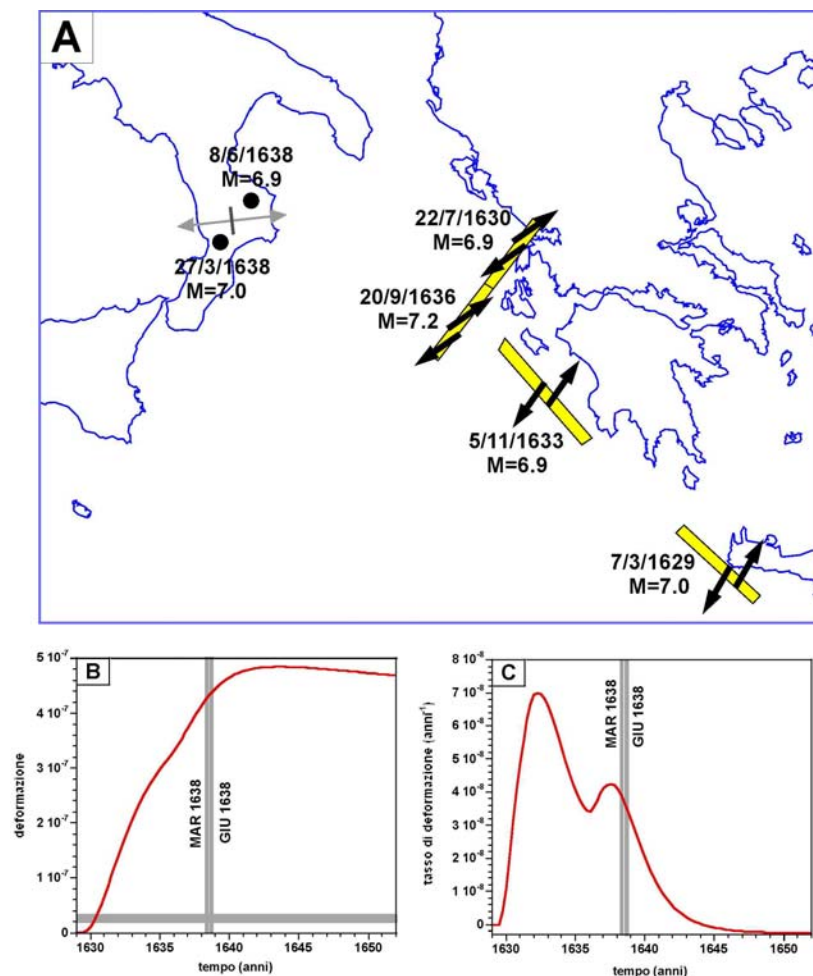


Figura 3.5.4. Modellazione del rilassamento postsismico (in Calabria) innescato dai terremoti forti del 1629, 1630, 1633 e 1636 nell'Arco Ellenico effettuata mediante la procedura numerica descritta in Viti et alii (2003) e Mantovani et alii (2008). **A)** Le barrette gialle mostrano la geometria delle sorgenti adottate per simulare le faglie attivate e le frecce nere indicano gli spostamenti orizzontali adottati (1 m per il 1629; 0.9 m per il 1630, 0.9 m per il 1633 e 1.5 m per il 1636) stimati in base alla relazione empirica tra slittamento sismico e magnitudo di Wells e Coppersmith (1994). La diffusività adottata per questo esperimento è $600 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, come nei due casi precedenti. Gli assi principali di allungamento e raccorciamento previsti nella Calabria centro-settentrionale nel 1638 sono rispettivamente indicati dalle frecce divergenti e dalla barra. **B)** Andamento temporale della deformazione postsismica indotta in Calabria centro-settentrionale dai terremoti ellenici riportati in A. **C)** Andamento temporale del tasso di deformazione relativo alla deformazione mostrata in B. Altri dettagli e commenti nella didascalia di figura 3.5.2.

sono avvenute nell'Arco Ellenico negli anni 1629 ($M = 7.0$), 1630 ($M = 6.9$), 1633 ($M =$

6.9) e 1636 ($M = 7.2$). I due forti terremoti avvenuti nella Calabria centro-settentrionale

nel 1638 ($M = 6.9$ e 7.0) sono in buona corrispondenza con il secondo picco del tasso di deformazione, quando il valore della deformazione aveva raggiunto un valore molto superiore alla soglia delle maree terrestri. Presumibilmente, l'arrivo del primo picco del tasso di deformazione non ha prodotto effetti perché associato ad un valore troppo basso della deformazione. Si può inoltre notare che l'orientazione dell'asse principale di allungamento calcolato (Fig.3.5.4A) è compatibile con la geometria delle faglie normali riconosciute nella Calabria centro-settentrionale. Dalla tabella 3.5.1 risulta che i ritardi tra i principali terremoti calabresi e i presunti precursori ellenici sono prevalentemente inferiori a 5 anni. La variabilità di questi ritardi può essere dovuta a vari fattori, come la localizzazione dell'evento indotto e del rispettivo precursore,

la profondità del precursore (poco conosciuta per i terremoti storici), dal fatto che più di una scossa premonitrice sia avvenuta prima del terremoto calabrese indotto, etc.

Ulteriori informazioni su questo problema possono essere individuate considerando che la probabilità di terremoti indotti nell'Arco calabrese non è solo influenzata dalla velocità di deformazione, come discusso prima, ma risente anche in modo cruciale dell'ampiezza della deformazione indotta dal precursore. Per esempio, in figura 3.5.2 si può notare che dopo il terremoto ellenico del 1903, il valore della deformazione indotta in Calabria meridionale è cresciuto per circa 6 anni. Il fatto che questo intervallo di tempo sia compatibile con i ritardi mediamente osservati tra scosse elleniche innescanti e terremoti calabresi indotti può essere significativo

3.6 Processi tettonici e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nella catena appenninica

Come descritto nei paragrafi 1.1 e 3.2, la parte esterna della catena appenninica sta subendo un raccorciamento longitudinale che viene assorbito dall'estrusione laterale di cunei orogenici verso l'adiacente dominio adriatico e padano (Fig.3.2.1). Uno schema più dettagliato dei cunei coinvolti e delle deformazioni estensionali e compressionali, che si verificano rispettivamente lungo i bordi interni ed esterni dei cunei è illustrato in figura 3.6.1.

La fascia tettonica le cui deformazioni consentono il disaccoppiamento tra il cuneo Molise-Sannio e la catena interna si sviluppa dal Monte Vulture all'Irpinia, proseguendo nel Beneventano e Matese. In questa fascia sono riconosciute faglie normali prevalentemente orientate da Ovest-Est a NO-SE (e.g., Bousquet et alii, 1993; Ascione et alii, 2003, 2007; Brozzetti e Salvatore, 2005). Il blocco Molise-Sannio trasmette la spinta/trascinamento dell'Adriatico alla parte orientale della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese (LAE). Il fatto che questa sollecitazione è stata applicata solo ad una parte della piattaforma ha indotto sforzi di taglio nella zona assiale di tale struttura, che

hanno generato due principali sistemi di faglie transtensive sinistre, uno localizzato nell'Aquilano e l'altro nella zona del Fucino (e.g., Pace et alii, 2002; Piccardi et alii, 1999, 2006; Pizzi e Galadini, 2009). I forti terremoti che hanno prodotto importanti scorrimenti lungo questi due sistemi di faglie hanno consentito al blocco LAE di avanzare gradualmente verso NO, disaccoppiandosi dal settore occidentale della stessa piattaforma (LAO).

La trasmissione della spinta tra il blocco Molise-Sannio e quello LAE ha prodotto deformazioni compressive e sollevamenti nella zona di contatto, corrispondente alla fascia tettonica trasversale Sangro-Volturno e al massiccio della Maiella (e.g., Pizzi, 2003; Esestime et alii, 2006; Ascione et alii, 2008; Pomposo e Pizzi, 2009). Dopo ogni disaccoppiamento sismico, il settore LAE accelera, accentuando la sua spinta sui blocchi Romagna-Marche-Umbria (RMU) e Toscana-Emilia (TE), che di conseguenza tendono a estrudere verso l'esterno. Questo ha prodotto deformazioni compressive lungo il fronte dei cunei in estrusione e strutture estensionali nella scia dei cunei. Per una descrizione più

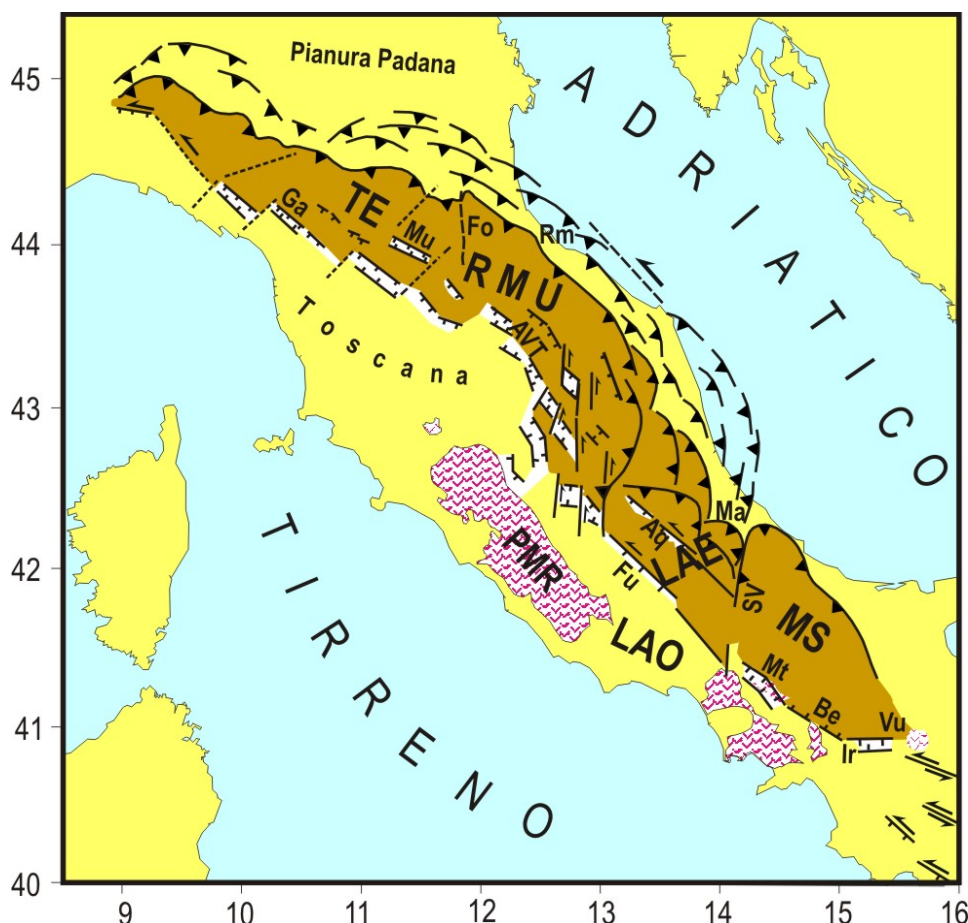


Fig. 3.6.1. Schema tettonico della parte esterna della catena appenninica trascinata dalla placca adriatica, evidenziata dal colore più scuro. I principali blocchi in cui questa parte è suddivisa sono il cuneo Molise-Sannio (MS), la parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE), il cuneo Romagna-Marche-Umbria (RMU) e il cuneo Toscana-Emilia (TE). Le zone di disaccoppiamento tra i cunei mobili sopra citati e la parte interna della catena sono marcate da sistemi di faglie estensionali e transtensionali sinistre. Aq=sistema di faglie dell'Aquilano; Be=Beneventano; AVT=Alta Valtiberina, Fo=Forlivese; Fu=sistema di faglie del Fucino; Ga=Garfagnana, Ir=Irpina; LAO=settore occidentale della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese; Ma=Maiella; Mt=Matese; Mu=Mugello; PMR=Provincia Magmatica Romana; Rm= Riminese; SV=sistema Sangro-Volturno; Vu= Vulture.

dettagliata del quadro geodinamico e tettonico dell'Appennino settentrionale si rimanda a Mantovani et alii (2011).

I processi tettonici sopra citati si sviluppano in modo discontinuo nel tempo, procedendo prevalentemente durante e subito dopo (per alcuni anni) i forti terremoti che si verificano lungo le zone di svincolo dei cunei dalle strutture circostanti (Fig.3.2.1). L'attività sismica più intensa si sviluppa nella parte assiale della catena (e.g., Boncio e Lavecchia, 2000; Boncio e Bracone, 2009), dove sono localizzate le principali fosse. Lo schema tettonico sopra descritto consente di trovare spiegazioni plausibili per alcuni aspetti peculiari della distribuzione spazio-temporale delle scosse durante le più violente sequenze sismiche avvenute nella catena appenninica

durante i secoli precedenti (Fig. 3.6.2).

La prima sequenza (Fig. 3.6.2a) è iniziata nel 1349, quando forti terremoti molto ravvicinati nel tempo (sembra nello stesso giorno del 9 Settembre, e.g., Guidoboni e Comastri, 2005, Rovida et alii, 2011) hanno interessato il bordo interno del cuneo MS (Matese, $M = 6.6$) e la zona di svincolo della piattaforma LA (Aquilano, $M = 6.5, 5.9$), estendendosi poi anche più a nord (Viterbese, $M = 5.9$).

L'elevata intensità e l'ampiezza della zona di risentimento fanno pensare che questa serie di scosse abbia attivato una parte consistente del bordo di disaccoppiamento transtensivo tra i blocchi MS e LAE rispetto alla catena interna.

Dopo tali disaccoppiamenti sismici e la

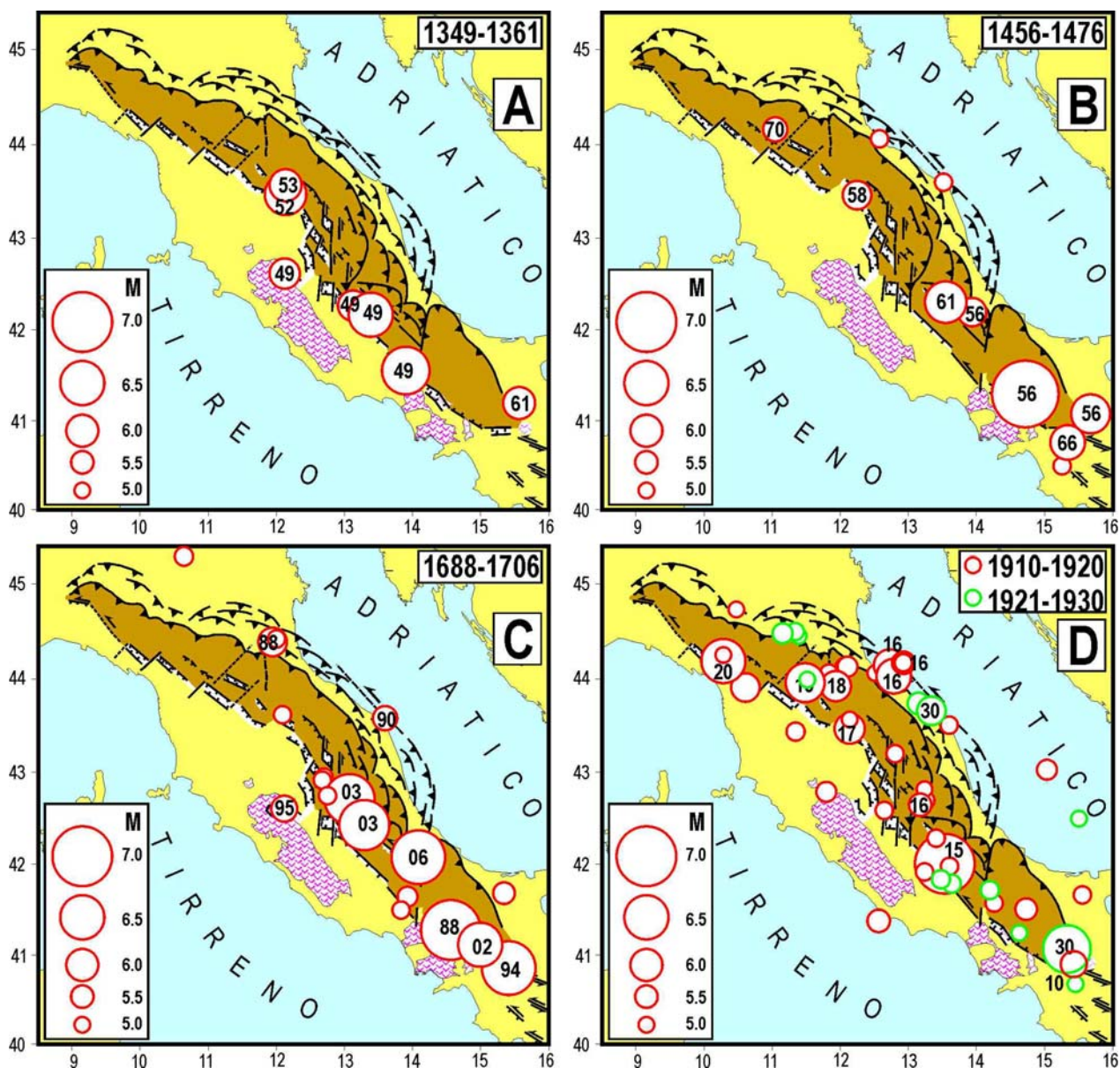


Fig. 3.6.2. Distribuzione dei principali terremoti ($M \geq 5$) nella zona appenninica considerata durante le quattro fortissime crisi sismiche discusse nel testo. L'intervallo di tempo delle crisi è riportato in alto a destra sul quadro corrispondente. I numeri dentro o vicino ai cerchi indicano l'anno del terremoto quando l'evento ha una $M \geq 5.5$ e una $I \geq 8$. Schema tettonico e simboli come in Fig.3.6.1. Le informazioni sulla sismicità sono tratte da Guidoboni e Comastri (2005) e Rovida et alii (2011).

conseguente accelerazione del cuneo LAE, si è accentuata la spinta sull'Appennino settentrionale, in particolare sul cuneo RMU. Questo potrebbe spiegare perchè alcune scosse intense (Monterchi, 25/12/1352 $M = 6.4$ e Sansepolcro 1/1/1353 $I = 9$ secondo Guidoboni e Comastri, 2005) e altre intermedie si sono poi verificate nella zona dell'Alta Valtiberina, situata lungo il bordo interno del cuneo RMU. Per tentare di valutare il possibile ruolo del rilassamento sismico nella distribuzione dei terremoti forti durante la sequenza sismica descritta sopra

abbiamo effettuato alcuni esperimenti numerici, i cui risultati sono mostrati in figura 3.6.3.

Siccome nel periodo considerato si è verificato un terremoto molto intenso anche nelle Alpi orientali (Carinzia, 25/1/1348, $M=7.0$), ad una distanza dall'Alta Valtiberina simile a quella che separa tale zona dai terremoti dell'Appennino meridionale, abbiamo ritenuto opportuno inserire anche la scossa della Carinzia nel calcolo del rilassamento postsismico. Il risultato ottenuto, espresso come al solito in termini di

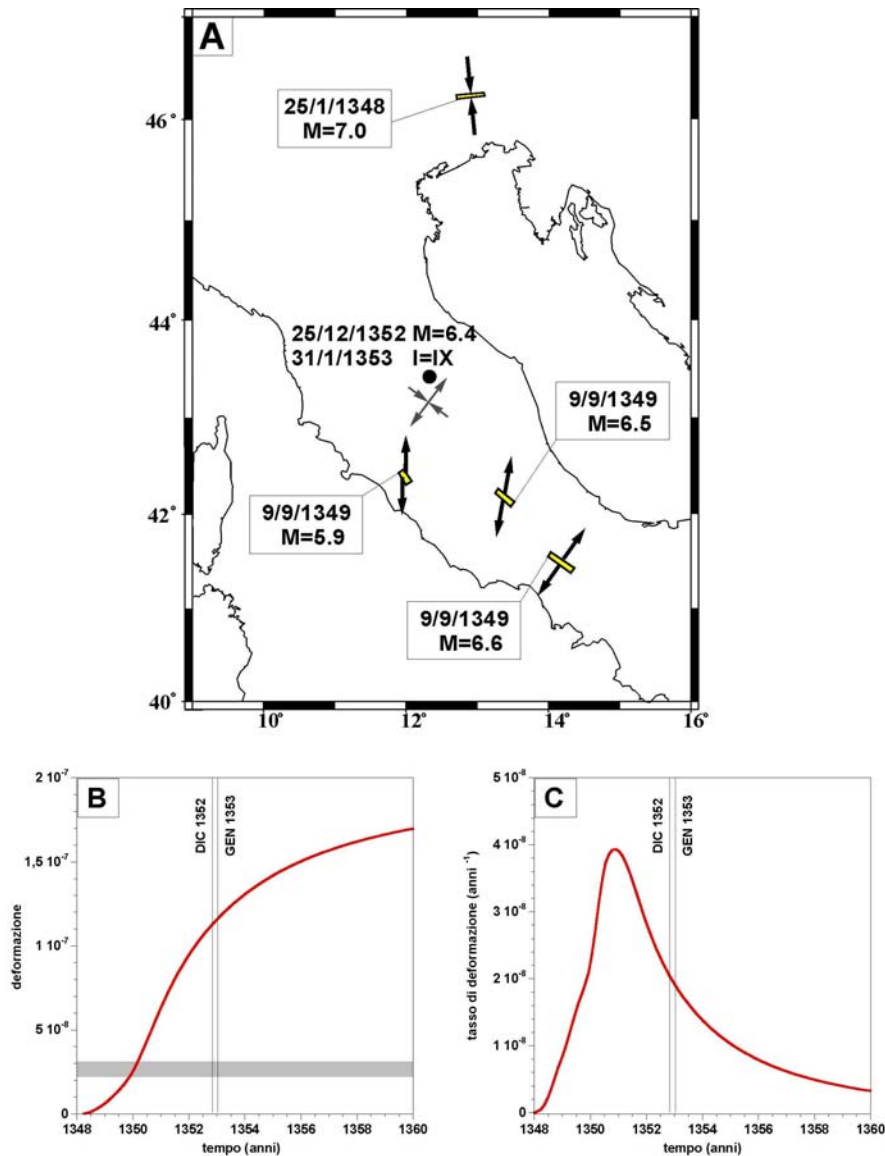


Fig. 3.6.3. Modellazione del rilassamento postsismico innescato dai terremoti forti avvenuti nelle Alpi orientali (Carinzia) nel 1348 e nell'Appennino meridionale (Matese) e centrale (Aquilano e Viterbese) nel 1349. La procedura numerica utilizzata è descritta da Viti et alii (2003). **A)** Le barrette gialle indicano la geometria delle zone adottate per simulare le sorgenti sismiche, scelte in base alle informazioni prese da Morewood e Roberts (2000), Pace et alii (2002), Guidoboni e Comastri (2005), Galadini et alii (2005) e Galli e Naso (2009). Le frecce nere indicano gli spostamenti orizzontali assunti (0.6 metri per il terremoto della Carnia, 0.6 m per il terremoto del Matese, 0.5 m per l'evento in Abruzzo e 0.2 m per la scossa nel Lazio settentrionale), stimati in base alla relazione empirica tra slittamento sismico e magnitudo di Wells e Coppersmith (1994). La diffusività adottata per questo esperimento è $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, in linea con il valore usato per l'esperimento descritto da Cenni et alii (2008), riguardante la propagazione della perturbazione postsismica lungo la catena appenninica successiva alla scossa di Avezzano del 1915. Gli assi principali di allungamento e raccorciamento orizzontale indotti in Alta Valtiberina nel 1352 sono rispettivamente indicati dalle frecce divergenti e convergenti. **B)** Andamento temporale della deformazione postsismica indotta nell'Alta Valtiberina dai terremoti riportati in A. Le linee verticali indicano la data delle due scosse nell'Alta Valtiberina. La fascia orizzontale indica, per riferimento, l'entità della deformazione indotta dalle maree terrestri, sotto la quale l'innescio dei terremoti è improbabile (Beeler e Lockner, 2003; Viti et alii, 2003). **C)** Andamento temporale del relativo tasso di deformazione.

andamento temporale della deformazione e del tasso di deformazione nella zona dove sono avvenute le presunte scosse indotte (Fig. 3.6.3b), indica che i terremoti dell'Alta Valtiberina (1352 e 1353) sono avvenuti in

corrispondenza con l'arrivo di valori abbastanza elevati della deformazione e del relativo tasso di deformazione.

La seconda sequenza sismica si è sviluppata dal 1456, quando due scosse violentissime (M

= 6.3 e 7.2) si sono verificate nello stesso giorno (5 Dicembre, secondo Guidoboni e Comastri, 2005 e Rovida et alii, 2011) lungo il bordo interno del blocco Molise-Sannio (Fig. 3.6.2b). Come nel caso precedente, lo svincolo sismico ha consentito al blocco MS di accelerare e di accentuare quindi la sua spinta sul blocco LAE. Questo ha accentuato gli sforzi di taglio nella parte centrale di tale piattaforma, dove un terremoto forte si è infatti verificato nella parte meridionale del sistema di faglie aquilano (1456 Sulmona,

M = 5.8, I = 10/11), seguito da un'altra scossa nel 1461 (Aquilano, M = 6.4, I = 10).

Anche in questo caso, una scossa intensa si è verificata in Alta Valtiberina negli anni successivi (26/4/1458, M = 5.8, I = 8/9). Il calcolo della perturbazione indotta dalle due scosse del Dicembre 1456 (Fig. 3.6.4) indica che il terremoto della Val Tiberina è avvenuto quando tale zona era interessata dai valori più elevati della deformazione e del relativo tasso di deformazione.

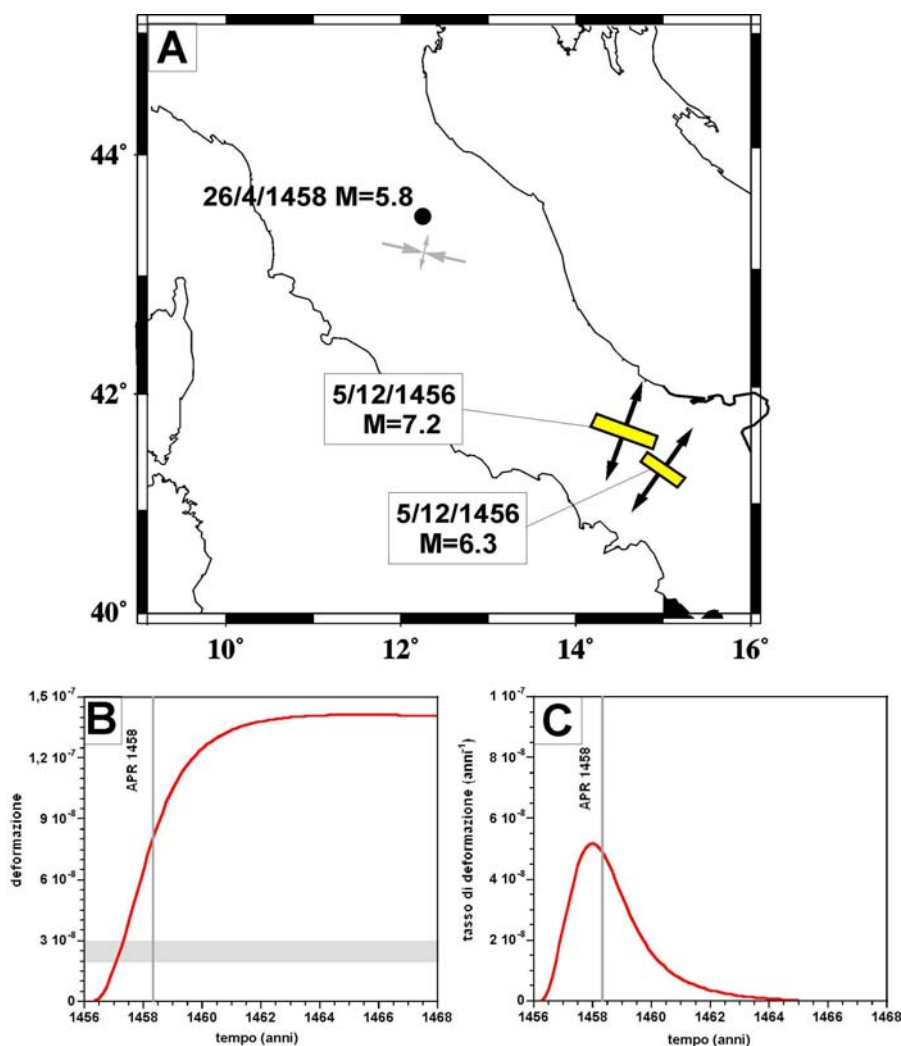


Fig. 3.6.4. Modellazione del rilassamento postsismico innescato dai terremoti forti del 1456 (Beneventano e Molisano a nord-est del Matese). La procedura numerica utilizzata è descritta da Viti et alii (2003). **A)** Le barrette gialle mostrano la geometria delle sorgenti adottate per simulare le faglie attivate, scelta in base alle informazioni prese da Gasperini et alii (1999) e Guidoboni e Comastri (2005). Le frecce nere indicano gli spostamenti orizzontali assunti (0.6 m per la scossa del Beneventano, 1 m per l'evento del Molisano), stimati in base alla relazione empirica di Wells e Coppersmith (1994). La diffusività adottata per questo esperimento è $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ come nel caso precedente. Gli assi principali di allungamento e raccorciamento orizzontale previsti in Alta Valtiberina nel 1458 sono rispettivamente indicati dalle frecce divergenti e convergenti. **B)** Andamento temporale della deformazione postsismica indotta nell'Alta Valtiberina dai terremoti riportati in A. La linea verticale indica la data della scossa nell'Alta Valtiberina. La fascia orizzontale indica il valore della soglia mareale. **C)** Andamento temporale del relativo tasso di deformazione.

Nella terza sequenza (Fig. 3.6.2c) il processo di disaccoppiamento del blocco Molise-Sannio dalla parte interna, ha richiesto un periodo più lungo rispetto alle precedenti crisi sismiche, durante il quale sono avvenute tre scosse forti (Sannio 1688, $M = 7.0$; Irpinia 1694 $M=6.8$ e Beneventano 1702 $M=6.5$) in diversi settori del bordo di separazione dalla catena interna. La conseguente accelerazione di questo blocco ha accentuato gli sforzi nelle zone di taglio della piattaforma Laziale Abruzzese. In questo caso, il cedimento si è sviluppato nel sistema di faglie dell'Aquilano (2/2/1703 $M = 6.7$), partendo con una forte scossa (14/1/1703 $M = 6.7$) nel segmento più settentrionale (zona di Norcia, Cello et alii, 1998) e proseguendo pochi anni dopo nella parte meridionale della stessa zona di frattura, con un altro forte terremoto (Maiella 3/11/1706, $M = 6.8$).

Per valutare il ruolo che può avere avuto il rilassamento postsismico nella genesi del terremoto di Norcia del 1703, abbiamo calcolato gli effetti della perturbazione postsismica complessiva (Fig.3.6.5) indotta dalle tre scosse dell'Appennino meridionale (1688, 1694 e 1702) nella zona poi colpita dal terremoto umbro del gennaio 1703. Anche in questo caso, abbiamo ritenuto opportuno inserire nel calcolo anche i due terremoti che nel periodo implicato sono avvenuti in altre zone di svincolo di Adria, cioè gli eventi delle Alpi orientali del 25/2/1695 (Asolano, $M = 6.5$) e 28/7/1700 (Friuli, $M = 5.6$). Il risultato ottenuto dal calcolo indica che la scossa del gennaio 1703 è avvenuta circa 4 anni dopo che tale zona era stata raggiunta dai valori più elevati della deformazione e del tasso di deformazione (Fig.3.6.5b,c). Per tentare di spiegare questo ritardo, si possono tentare alcune ipotesi :

- Il settore di faglia attivato nel gennaio 1703 a Norcia poteva essere bloccato da una situazione strutturale tettonica (legata per esempio ad una brusca deviazione della faglia trascorrente) caratterizzata da una notevole resistenza allo scorrimento. In questo contesto, la rottura di questo settore ha richiesto un valore molto elevato della deformazione, che è stato raggiunto solo dopo un periodo di accumulo relativamente lungo con il contributo di molte scosse (Fig.3.6.5),

sviluppato in prevalenza dopo il 1688.

- Se la scossa beneventana del 1702 (la più vicina temporalmente alla scossa del 1703) avesse coinvolto uno scorrimento più elevato di quello assunto nel calcolo (0.35 m), il picco del tasso di deformazione atteso nel 1703 (già presente, ma con debole ampiezza nel grafico di figura 3.6.5c) sarebbe stato più accentuato, creando una situazione favorevole alla scossa del 1703. L'analisi dei dati macrosismici ($I_{max} = 10$) da cui è stata dedotta la magnitudo del terremoto del 1702 non esclude che il valore di M riportato dal catalogo CPTI04 sia sottovalutato.

- Nei mesi di ottobre e novembre 1702, che hanno preceduto di qualche mese la scossa di Norcia del gennaio 1703, due scosse di $M = 5.2$ hanno colpito il settore più settentrionale della stessa faglia. Questo potrebbe avere favorito l'innesco della grossa frattura del gennaio 1703.

Per quanto riguarda la scossa dell'aquilano del Febbraio 1703, la stima della perturbazione postsismica indotta in quella zona dall'evento di Norcia del mese precedente (Fig.3.6.5c,d) suggerisce una relazione causale tra i due terremoti, legata principalmente all'arrivo dei valori più elevati del tasso di deformazione.

Infine, si può notare che lo stile della deformazione indotta dal rilassamento postsismico nelle zone interessate dai terremoti del 1703 (Fig. 3.6.5) è compatibile con la cinematica transtensiva sinistra delle faglie attive identificate nella zona assiale dell'Appennino centrale e settentrionale (e.g., Cello et alii, 1997, 1998; Tondi e Cello, 2003; Piccardi et alii, 2006).

La quarta sequenza (Fig. 3.6.2d) è iniziata con alcuni terremoti di media intensità nell'Appennino meridionale (7/6/1910 Irpinia-Basilicata, $M = 5.7$; 4/10/1913 Matese, $M = 5.4$; 19/12/1914 Molise, $M = 5.2$) ed è poi proseguita con il forte terremoto di Avezzano (13/1/1915, $M = 7.0$) nella zona del Fucino, all'interno della piattaforma Laziale Abruzzese (e.g., Amoroso et alii, 1998 e riferimenti). E' ragionevole supporre che questa violentissima scossa abbia consentito lo svincolo parziale del blocco LAE dalla parte occidentale della stessa piattaforma. Il settore di catena così

svincolato ha quindi fortemente incrementato la sua spinta sul cuneo RMU. Questa ipotesi può spiegare perché nel periodo 1916-1920 si è verificato un notevole aumento di sismicità nell'Appennino settentrionale, con sei scosse di magnitudo superiore a 5.5, distribuite su quasi tutte le principali zone sismiche situate

lungo i bordi esterno ed interno dei cunei RMU e TE, indicate in figura 3.6.1 (Riminese, 17/5 e 16/8/1916, $M = 6.0$ e 6.1 ; Alta Valtiberina, 26/4/1917, $M = 5.9$; Appennino Forlivese, 10/11/1918, $M = 5.9$; Mugello, 29/6/1919, $M = 6.3$; Garfagnana, 7/9/1920, $M = 6.5$).

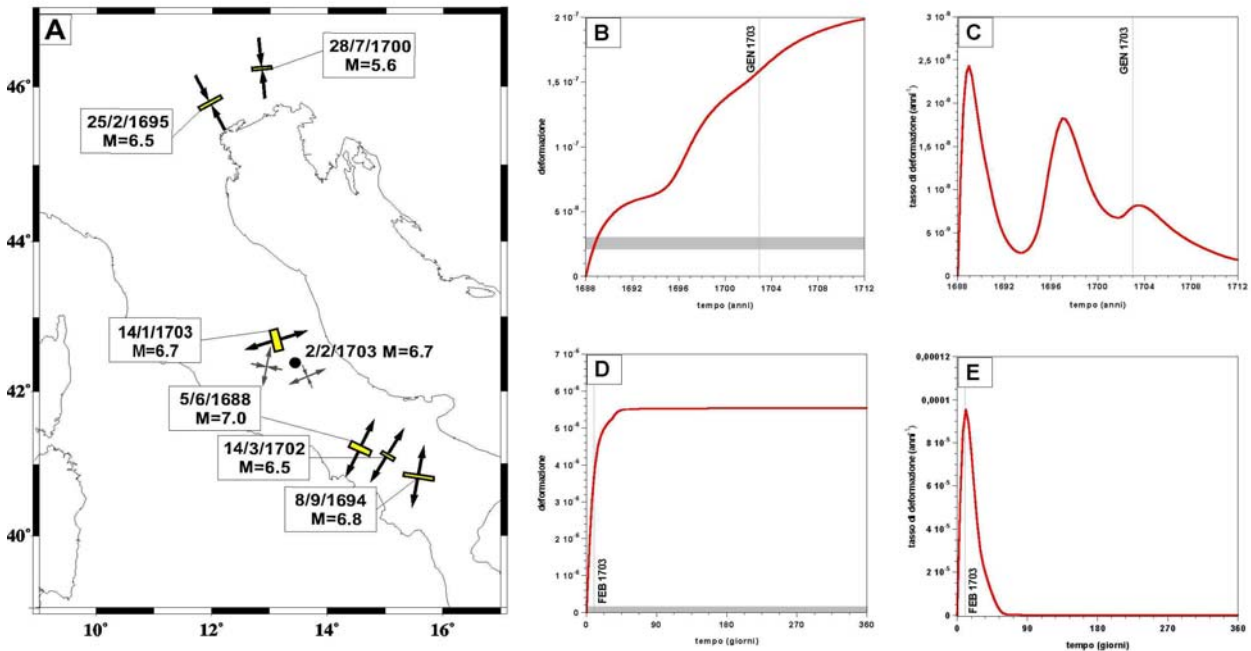


Fig.3.6.5. Modellazione del rilassamento postsismico innescato dai 3 terremoti forti avvenuti nell'Appennino meridionale (Sannio 1688, Irpinia 1694 e Beneventano 1702), Alpi orientali (Asolano 1695 e Friuli 1700) e Norcia 14/1/1703. **A)** Le barrette gialle mostrano la geometria delle sorgenti adottate per simulare le faglie attivate, scelta in base alle informazioni prese da Gasperini et alii (1999), Di Bucci et alii (2005) e Galadini et alii (2005). Le frecce nere indicano gli spostamenti orizzontali assunti (0.7, 0., 0.9, 0.35, 0.6, 0.2 e 0.7 metri per i terremoti del Sannio, Irpinia, Beneventano, Asolano, Friuli e Norcia rispettivamente), stimati in base alla relazione di Wells e Coppersmith (1994). La diffusività adottata è $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ come nei due casi precedenti. Gli assi principali di allungamento e raccorciamento orizzontale, previsti nelle zone di Norcia e Aquilano al momento delle scosse del 1703 (**A**) sono indicati rispettivamente dalle frecce divergenti e convergenti. **B,C)** Andamento temporale della deformazione postsismica e del relativo tasso di deformazione indotti nella zona di Norcia dai 5 terremoti avvenuti prima del 1703. La linea verticale indica la data della scossa di Norcia del Gennaio 1703. **D,E)** Andamento temporale della deformazione postsismica e del relativo tasso di deformazione indotti nell'Aquilano dalla scossa di Norcia del gennaio 1703. La linea verticale indica la data della scossa aquilana del Febbraio 1703.

La peculiarità dell'attività sismica dell'Appennino settentrionale nel periodo 1916-1920 è sottolineata dal fatto che una tale concentrazione di scosse in un intervallo così breve non si è mai verificata nella storia sismica conosciuta di questo settore appenninico. La differenza di questa risposta rispetto ai casi precedenti (Fig. 3.6.2a,b,c) in cui scosse forti sono avvenute solo lungo il bordo interno del cuneo RMU (prevalentemente in Alta Valtiberina) può

essere attribuita al fatto che in quest'ultimo caso la parte mobilizzata della piattaforma Laziale Abruzzese è stata più estesa, in quanto il disaccoppiamento è avvenuto nella zona del Fucino invece che nella zona dell'Aquila, posta alcune decine di chilometri più ad oriente. Di conseguenza, la parte del cuneo RMU sollecitata dalla spinta è stata più ampia rispetto ai casi precedenti (Fig. 3.6.1).

Data l'importanza della crisi sismica del periodo 1916-20, la relativa perturbazione

postsismica è stata ricostruita in modo più completo rispetto ai casi precedenti, prendendo in considerazione non solo la scossa scatenante nell'Appennino centrale (1915), ma anche le scosse che sono avvenute nell'Appennino settentrionale durante lo

sviluppo di tutta la sequenza. La localizzazione, le dimensioni e la cinematica delle sorgenti sismiche considerate per il calcolo della perturbazione postsismica sono illustrate in figura 3.6.6.

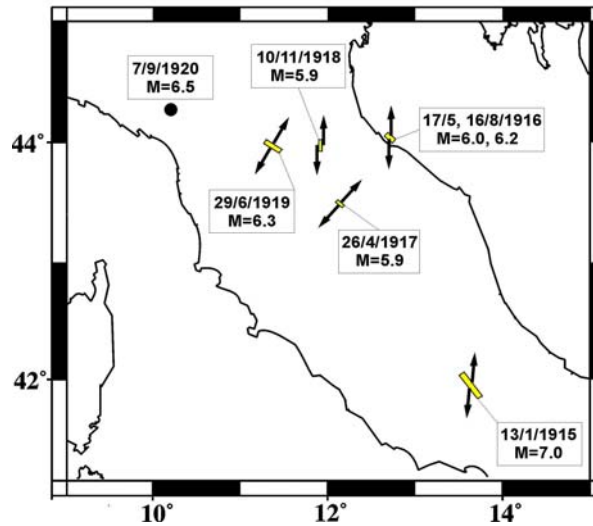


Figura 3.6.6. Geometria delle sorgenti sismiche considerate per il calcolo della perturbazione postsismica prodotta dai forti terremoti appenninici del periodo 1915-1920. Le barrette gialle mostrano la forma delle sorgenti adottate per simulare le faglie attivate, in base alle informazioni di Amoruso et alii (1998), Boschi et alii (2000), Costa (2003), Delle Donne et alii (2007), Brozzetti et alii (2009) e Sani et alii (2009). Le frecce nere indicano gli spostamenti orizzontali assunti (1.2 metri per il terremoto di Avezzano, 0.2 m per gli eventi del Riminese, dell'Alta Valtiberina e dell'Appennino forlivese, 0.3 m per la scossa nel Mugello), stimati con la relazione empirica di Wells e Coppersmith (1994). La diffusività adottata per questo esperimento è $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ come nei tre casi precedenti. Il cerchio nero identifica l'epicentro dell'ultima scossa forte della sequenza (Garfagnana).

I risultati, espressi come sempre dall'andamento nel tempo della deformazione e del tasso di deformazione, sono riportati in figura 3.6.7, mentre la figura 3.6.8 illustra il regime di deformazione indotto dal rilassamento postsismico nelle varie zone dell'Appennino settentrionale colpite dai terremoti considerati.

La figura 3.6.7 mette in evidenza che la perturbazione postsismica indotta nel Riminese dal terremoto di Avezzano (Fig. 3.6.7a,b) ha prodotto i massimi valori del tasso di deformazione in buona corrispondenza temporale con le scosse del 1916 nella zona riminese. Inoltre, l'orientazione degli assi principali della deformazione postsismica indotta nel riminese (Fig. 3.6.8a) è coerente con la

geometria delle faglie transpressive documentate da evidenze geologiche e sismologiche in quella zona (e.g., Costa, 2003; Vannoli et alii, 2004).

Il calcolo del rilassamento postsismico innescato dalla combinazione del terremoto di Avezzano e delle due scosse riminesi (Fig. 3.6.7c,d) mette in evidenza che il tempo di arrivo dei valori più elevati del tasso di deformazione nella zona dell'Alta Valtiberina è in buona corrispondenza con la scossa di Monterchi del 1917. Lo stile della deformazione postsismica attesa (Fig. 3.6.8b) è in accordo con la cinematica delle faglie normali riconosciute in quella zona (e.g., Delle Donne et alii, 2007; Brozzetti et alii, 2009).

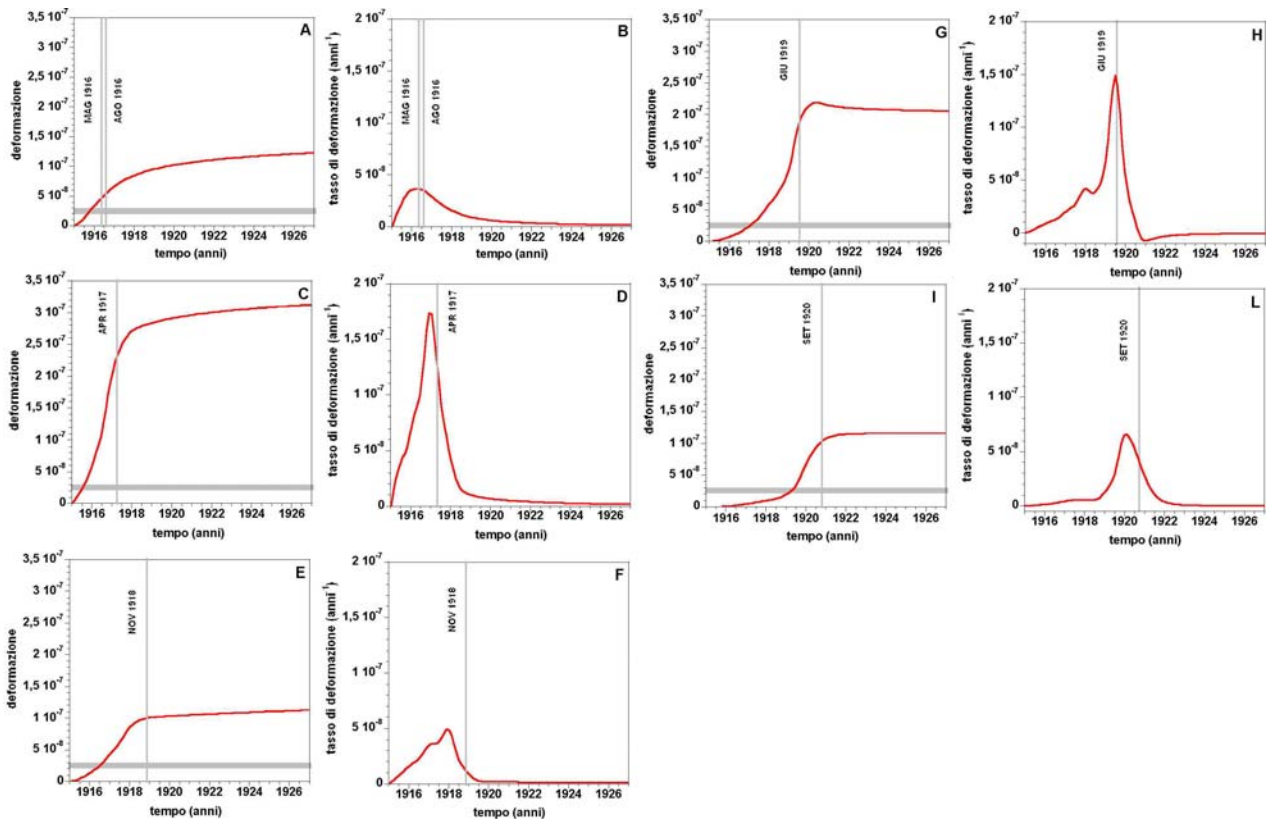


Fig. 3.6.7. Perturbazione postsismica calcolata nelle zone dell'Appennino settentrionale colpite dai terremoti forti avvenuti tra il 1916 ed il 1920. Le sorgenti sismiche responsabili delle perturbazioni sono illustrate nella figura 3.6.6. **A e B)** Andamento nel tempo della deformazione e del tasso di deformazione indotto nel Riminese dal terremoto di Avezzano (1915). La linea verticale indica la data delle scosse riminesi del 1916. **C,D)** Andamento nel tempo della deformazione e del tasso di deformazione indotto nell'Alta Valtiberina dai terremoti di Avezzano e Rimini. La scossa del 1917 è indicata dalla linea verticale. **E,F)** Andamento nel tempo della deformazione e del tasso di deformazione indotto nell'Appennino forlivese dai terremoti di Avezzano, Rimini e Alta Valtiberina. La linea verticale indica la scossa del 1918. **G e H)** Andamento nel tempo della deformazione e del tasso di deformazione indotto nella zona del Mugello dai terremoti di Avezzano, Rimini, Alta Valtiberina e Appennino forlivese. La linea verticale indica la scossa del 1919. **I, L)** Andamento nel tempo della deformazione e del tasso di deformazione indotto in Garfagnana dai terremoti di Avezzano, Rimini, Alta Valtiberina, Appennino forlivese e Mugello. La linea verticale indica la scossa del 1920. Nei grafici della deformazione, la fascia orizzontale indica per riferimento l'entità della deformazione indotta dalle maree terrestri.

Il cedimento delle faglie normali nel lato interno del cuneo RMU settentrionale (Alta Valtiberina) ha favorito l'ulteriore avanzamento di questo settore della catena e il conseguente aumento dello sforzo di taglio nella zona dell'Appennino forlivese, dove sembra esistere una discontinuità orientata circa N-S (Fig.3.2.1). Questa ipotesi potrebbe quindi spiegare la scossa del 1918 nell'Appennino forlivese. A questo riguardo, si può notare che l'arrivo del massimo valore del tasso di deformazione prodotto complessivamente nella zona del Forlivese dalle 3 scosse precedenti (Avezzano, Riminese e Alta Valtiberina) è compatibile

con il tempo di occorrenza della scossa forlivese (Fig. 3.6.7e,f).

Lo stile della deformazione postsismica calcolato per la zona forlivese (Fig. 3.6.8c) è compatibile con la cinematica transpressiva sinistra ipotizzata per la discontinuità sopra citata (Costa, 2003).

Il calcolo del rilassamento postsismico innescato dalla combinazione delle scosse del 1915, 1916, 1917 e 1918 (Fig. 3.6.7g,h) indica che nel Mugello il valore massimo del tasso di deformazione è arrivato nel 1919, in buona corrispondenza con il tempo di occorrenza della scossa ivi avvenuta. Lo stile della deformazione postsismica (Fig. 3.6.8d) è in accordo con la cinematica delle faglie

normali orientate circa NE-SO riconosciute nel bacino del Mugello, in particolare la faglia

di Vicchio (e.g., Sani et alii, 2009).

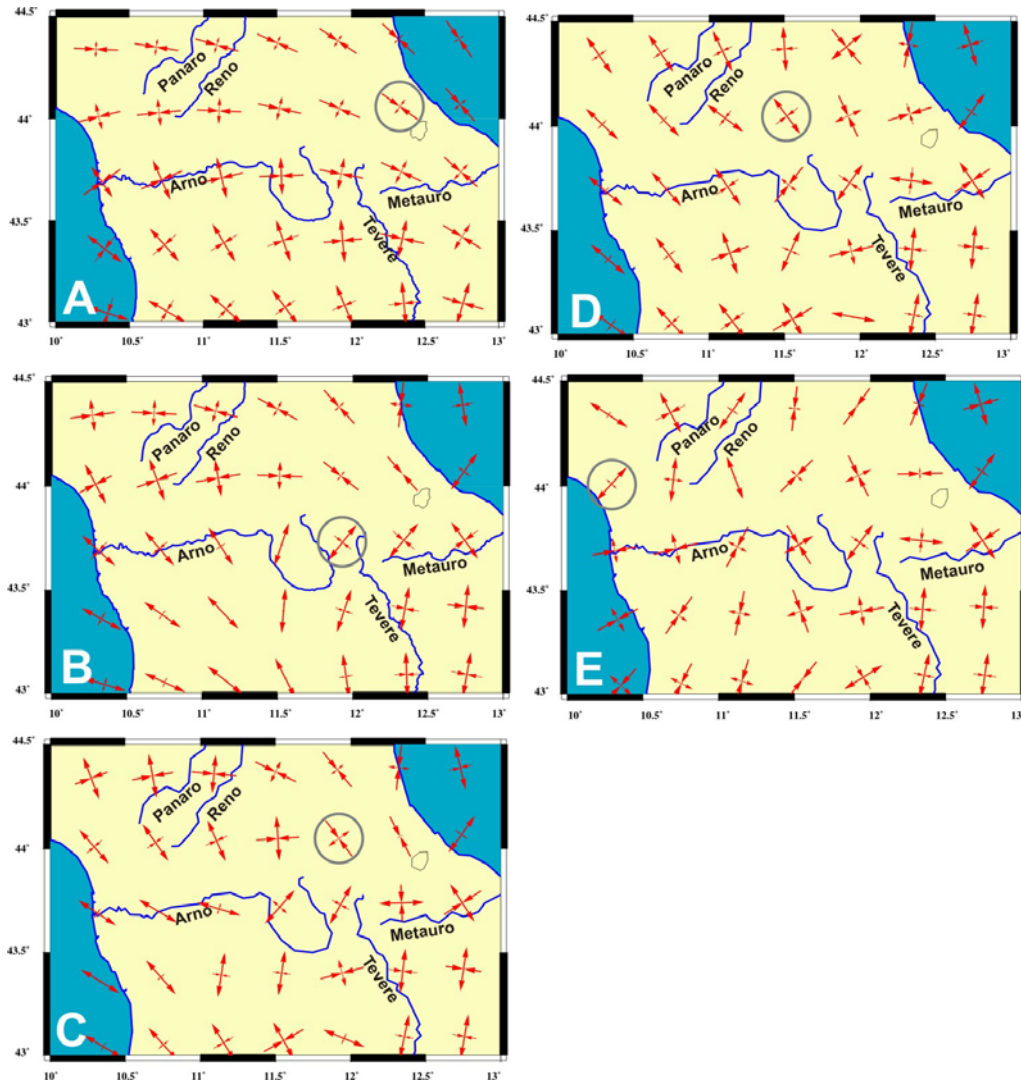


Fig. 3.6.8 Stile della deformazione indotta nell'Appennino settentrionale dalla successione di forti terremoti avvenuti dal 1915 al 1920. Le frecce rosse divergenti e convergenti indicano rispettivamente l'asse principale orizzontale di allungamento e quello di raccorciamento. **A)** Mappa del regime di deformazione indotto dal terremoto di Avezzano, calcolato al tempo dei terremoti del Riminese del 1916. **B)** Regime di deformazione indotto dai terremoti di Avezzano e Rimini, calcolato per il tempo di occorrenza del terremoto dell'Alta Valtiberina (1917). **C)** Regime di deformazione indotto dai terremoti di Avezzano, Rimini e Alta Valtiberina, calcolato al tempo del terremoto dell'Appennino forlivese del 1918. **D)** Regime di deformazione indotto dai terremoti di Avezzano, Rimini, Alta Valtiberina e Appennino forlivese, calcolato al tempo del terremoto del Mugello del 1919. **E)** Regime di deformazione indotto dai terremoti di Avezzano, Rimini, Alta Valtiberina, Appennino forlivese e Mugello, calcolato al tempo del terremoto della Garfagnana del 1920. In ogni mappa, il circolo racchiude il regime di deformazione attivo nella zona interessata dalla scossa a cui si riferisce la mappa stessa.

La spinta esercitata dal cuneo RMU sul cuneo TE ha poi accelerato la sua estrusione verso la Val Padana, intensificando di conseguenza le deformazioni estensionali che si sviluppano lungo il suo bordo interno. Questo meccanismo potrebbe essere responsabile per la scossa della Garfagnana nel 1920. Il calcolo del rilassamento

postsismico innescato dalla combinazione delle scosse del 1915, 1916, 1917, 1918 e 1919 indica che nella Garfagnana il valore massimo del tasso di deformazione è arrivato nel 1920, in buona corrispondenza con la scossa ivi avvenuta (Fig. 3.6.7i,l). Lo stile della deformazione (Fig. 3.6.8e) è in accordo con la cinematica delle faglie normali

orientate circa NO-SE riconosciute nelle fosse della Garfagnana (e.g., Di Naccio et alii, 2009).

Negli anni successivi alla sequenza sismica sopra descritta si sono verificate numerose scosse di $M > 5$ lungo il bordo esterno dei cunei TE (Bolognese, 1929, $M = 5.3$) e RMU (Senigallia, 1924, $M = 5.4$ e Senigallia 1930, $M = 5.8$), che potrebbero essere interpretate come conseguenze dell'incremento dello sforzo compressivo che si è avuto in questo bordo dopo le accelerazioni dei suddetti cunei innescate dalle scosse precedenti.

Gli esperimenti riportati sopra sono stati eseguiti usando un modello omogeneo, ovviamente molto semplificato rispetto al complesso contesto tettonico e strutturale della catena appenninica e zone circostanti. Informazioni su quali possono essere gli effetti di questa semplificazione, sono fornite dagli esperimenti di simulazione numerica eseguiti da Viti et alii (2004) utilizzando un modello strutturale più realistico della zona considerata. Il modello adottato e i principali risultati ottenuti dall'indagine sopra citata sono sinteticamente descritti nel capitolo 5 di Mantovani et alii (2011). Nelle figure 3.3.2 e 3.3.3 si può notare che l'incremento di sismicità che è avvenuto nell' Appennino settentrionale nei periodi 1781-90 (compreso

nella sequenza D, Fig.3.3.5) e 1828-1837 (compreso nella sequenza E, Fig. 3.3.6) non è stato preceduto da forti terremoti precursori nell'Appennino centrale e meridionale. Questa evidenza suggerisce che le periodiche accelerazioni del cuneo LAE (prodotte da forti terremoti di disaccoppiamento nell'Appennino centrale) non sono l'unico processo tettonico capace di incrementare la deformazione e quindi la sismicità nell'Appennino settentrionale. Per esempio, è meccanicamente plausibile pensare che il cedimento della zona di svincolo tra l'estremità settentrionale del cuneo TE e le unità alpine della Liguria (qui identificata come zona di Voghera) possa favorire il rilascio del raccorciamento che questo cuneo ha accumulato durante le fasi compressive precedenti. Lo spostamento circa verso Nord Ovest del cuneo che avviene durante queste fasi di rilascio induce deformazioni e possibilmente sismicità sia lungo il suo bordo interno che quello esterno. Questa ipotesi potrebbe spiegare perché dopo il terremoto nella zona di Voghera del 9/10/1828 ($M = 5.8$) l'attività sismica nel settore esterno (Appennino parmense e reggiano) ed interno (fosse della Lunigiana e Garfagnana) del cuneo TE ha subito un significativo incremento (Fig. 3.6.9).

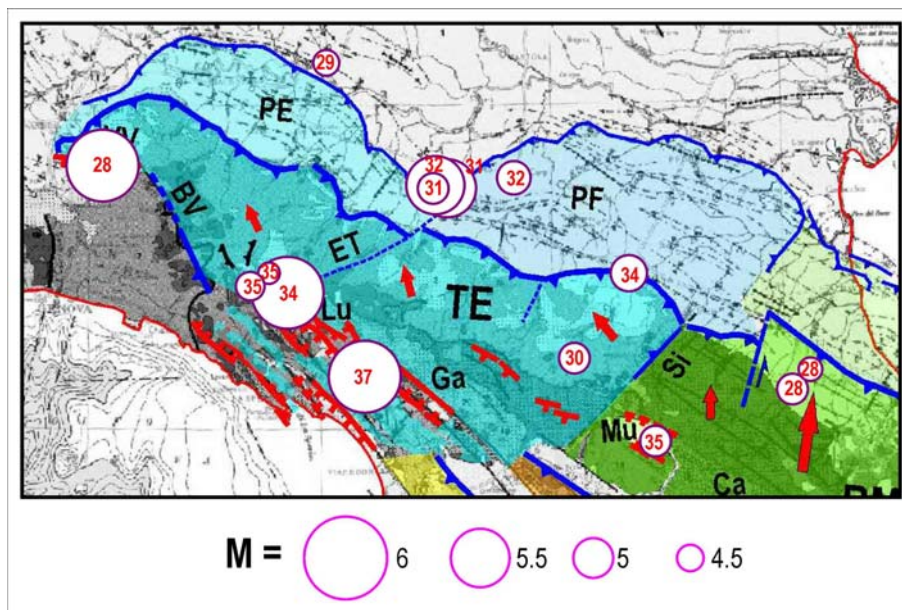


Fig. 3.6.9. Attività sismica che si è sviluppata nella parte occidentale dell'Appennino settentrionale nel periodo 1828-1837. La dimensione dei cerchi corrisponde alla scala di intensità (MCS) riportata in basso. Il numero all'interno dei cerchi indica l'anno in cui è avvenuta la scossa. I dati sono presi dal catalogo CPT111 (Rovida et alii, 2011). Lo schema sismotettonico sul quale sono riportati i terremoti è preso dalla figura 1.1.1.

Un comportamento simile si potrebbe riscontrare anche nel periodo che ha seguito il terremoto del 22/10/1541 ($M = 5.2$) nella zona di Voghera (Fig. 3.6.10), durante il quale sono avvenuti alcuni terremoti di media intensità nelle zone interne ed esterne del cuneo TE (Mugello 13/6/1542 $M = 5.9$, Borgo Val di Taro 9/6/1545 $M = 5.3$, Reggio Emilia

10/2/1547 $M = 5.1$ Firenze 27/11/1554 $M = 4.9$, Alta Valtiberina 9/2/1558 $M = 5.1$ e 11/4/59 $M = 5.3$ per Mariotti e Guidoboni, 2006, Val d'Ambra 13/4/1558 $M = 5.8$). Ovviamente, in questo caso, la maggiore distanza nel tempo rende più probabile l'esistenza di lacune nel catalogo dei terremoti rispetto al caso precedentemente discusso.

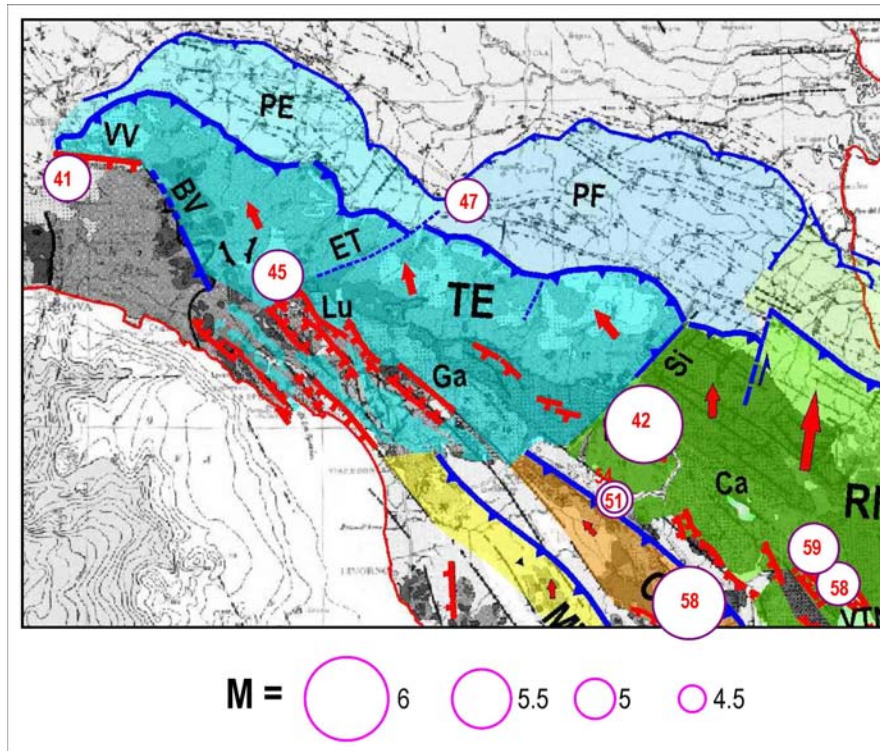


Fig. 3.6.10. Attività sismica della parte occidentale dell'Appennino settentrionale nel periodo 1541-1559. Altre informazioni come in Fig. 3.6.9.

3.7 Possibili strumenti di previsione sulla distribuzione dei terremoti forti nell'Appennino Settentrionale

Una prima indicazione premonitrice sui possibili sviluppi futuri dell'attività sismica nell'Appennino settentrionale si potrebbe ricavare dalle informazioni sintetizzate nelle figure 3.3.2 e 3.3.3, che illustrano la storia sismica per l'intero Mediterraneo centrale. Per esempio, in questo quadro generale si può notare che i periodi di sismicità più intensa nell'Appennino settentrionale, con varie scosse di $M \geq 5.5$, si sono sempre verificati nell'ambito delle sequenze migratorie mostrate nelle figure sopra citate. Questa evidenza suggerisce (nell'ambito di validità della casistica disponibile) che un drastico incremento della sismicità nell'Arco Ellenico

occidentale (Fossa Ellenica, Epiro e Cefalonia) sarà seguito nell'arco di 15-30 anni da un significativo aumento della sismicità nella catena appenninica e quindi anche nel suo settore settentrionale.

Indicazioni di questo tipo, però sarebbero associate a notevole incertezza, dovuta principalmente alla difficoltà di definire vari aspetti del problema. Per esempio, non è chiaro come può essere riconosciuta la fase di partenza di una sequenza sismica: sulla base del numero di scosse? considerando la magnitudo delle scosse? oppure valutando l'energia sismica rilasciata in un determinato periodo.

reale evoluzione temporale e spaziale della perturbazione postsismica in atto nel contesto tettonico implicato.

La previsione si presenta invece più complessa e incerta quando l'attività sismica nell'Appennino meridionale e centrale non è sufficientemente intensa o concentrata nel tempo, tale cioè da indurre drastici aumenti della deformazione e del tasso di deformazione nell'Appennino settentrionale. Fasi sismiche di questo tipo nell'Appennino meridionale e centrale contribuiscono ad aumentare la deformazione nell'Appennino settentrionale, avvicinando di conseguenza le faglie di questa zona al cedimento. Però, in assenza di una crescita repentina della deformazione e del tasso di deformazione (che può favorire in modo apprezzabile la probabilità di scosse indotte) è difficile valutare quanto la deformazione già accumulata sia lontana dal punto di cedimento, anche perché fattori cruciali, come lo stato di caricamento tettonico e la

resistenza meccanica delle singole faglie, sono sostanzialmente ignoti. E' noto che questa incertezza affligge tutte le procedure di valutazione dei possibili effetti del trasferimento di sforzo tra faglie sismogeniche (e.g., Stein, 1999; Steacy et alii, 2005).

Comunque, nonostante queste difficoltà, sarebbe importante cercare di capire come la sismicità della catena appenninica potrà svilupparsi anche in assenza di violente crisi sismiche nell'Appennino meridionale e centrale, poichè la storia sismica recente di quella zona è stata appunto caratterizzata da scosse isolate nel tempo, avvenute tra l'Irpinia ed il Monte Vulture (23/7/1930, $M = 6.6$; 21/8/1962, $M = 6.1$ e 23/11/1980 $M = 6.9$). Una discussione sulle possibili implicazioni del quadro sismotettonico recente della catena sulla pericolosità sismica dell'Appennino settentrionale è riportata nel paragrafo seguente.

3.8 Criteri di priorità per interventi di prevenzione sismica in Toscana

In questo paragrafo l'attenzione viene focalizzata sull'obiettivo principale di questa ricerca, cioè capire come le evidenze e argomentazioni descritte nei paragrafi precedenti possono essere utilizzate per riconoscere dove, tra le zone sismiche della Toscana, il prossimo evento sismico è più probabile, allo scopo di definire criteri di priorità da utilizzare per una gestione ottimale delle eventuali risorse destinate alla messa in sicurezza del patrimonio edilizio esistente o ad altre iniziative di prevenzione.

Innanzitutto, sembra ragionevole assegnare una priorità più elevata alle zone in cui sono riconoscibili i processi tettonici che risultano più attivi nell'attuale fase evolutiva e dove la storia sismica conosciuta documenta i danni più consistenti e frequenti ($I_{max} \geq 9$). Queste caratteristiche sono chiaramente riconoscibili in tre zone sismiche situate lungo la zona assiale della catena appenninica, cioè Lunigiana-Garfagnana, Mugello e Alta Valtiberina. Una potenzialità sismica altrettanto elevata è anche riconoscibile nella zona dell'Appennino forlivese, che essendo

però localizzata fuori dai confini regionali può produrre effetti meno importanti in Toscana.

Attività sismica storica è documentata anche in altre zone della Toscana, come l'Appennino pistoiese, il Casentino, il bacino Pistoia-Prato-Firenze, il Livornese, la zona del Chianti, il Senese e la zona dell'Amiata. Comunque, la potenzialità sismica di queste ultime zone è stata finora significativamente inferiore rispetto a quella delle 3 zone sopra citate. Nonostante questo, va tenuto presente che alcuni rari e non recenti terremoti di $M \geq 5.5$ si sono verificati nelle aree suddette (Pistoia 11/7/1293, $M = 5.6$, $I_{max} = 8$; Toscana occidentale 7/8/1414, $M = 5.6$, $I_{max} = 7/8$; Val d'Ambra 13/4/1558 $M = 5.8$, $I_{max} = 9$, Orciano Pisano 14/8/1846, $M = 5.9$, $I_{max} = 10$).

La discussione che segue è principalmente dedicata alle 3 zone di maggiore sismicità, per ognuna delle quali sono analizzate le possibili implicazioni, in termini di pericolosità sismica, della distribuzione spazio-temporale della scosse forti nelle zone circostanti.

Lunigiana-Garfagnana

Una prima indicazione di carattere generale che si può ricavare dalla storia sismica di questa zona (Tab. 3.8.1) è che i terremoti forti non sembrano essere frequenti. Dal 1000, le 5 scosse conosciute di $M \geq 5.5$ o $I \geq 8/9$ (1481; 1497; 1834, 1837; 1920) delineano 3 principali fasi di attività: il periodo finale del 1400 e i due intervalli 1834-1837 e 1914-1920. Questa evidenza suggerisce che per creare le condizioni favorevoli per uno scorrimento sismico corrispondente ad una

scossa di $M \geq 5.5$ sono necessari tempi di accumulo della deformazione sulle faglie presenti dell'ordine di centinaia di anni. Inoltre, il fatto che dal primo periodo sismico (1481-1497) al secondo (1834-1837) siano passati oltre 300 anni, mentre dal secondo al terzo (1914-1920) sia trascorso meno di un secolo indica che la lunghezza del processo di accumulo della deformazione tra una scossa e quella successiva può essere molto variabile.

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità Io (I _{max}) | T (anni) |
|------|------|--------|------------------|-----------------|------------------|----------------|----------------------------------|----------|
| 1481 | 5 | 7 | Garfagnana | 44.28 | 10.13 | 5.6 | 8 | |
| 1497 | 3 | 3 | Lunigiana | 44.25 | 9.92 | 5.9 | 8.5 | 16 |
| 1767 | 1 | 21 | Fivizzano | 44.13 | 10.12 | 5.4 | 7 (8) | 270 |
| 1834 | 2 | 14 | Alta Lunigiana | 44.43 | 9.85 | 5.8 | 9 | 67 |
| 1837 | 4 | 11 | Alpi Apuane | 44.18 | 10.18 | 5.8 | 9 (10) | 3 |
| 1902 | 8 | 4 | Fivizzano | 44.2 | 10.2 | 5.1 | 7 | 65 |
| 1903 | 7 | 27 | Lunigiana | 44.33 | 9.95 | 5.3 | 7.8 | 1 |
| 1920 | 9 | 7 | Garfagnana | 44.19 | 10.28 | 6.5 | 10 | 17 |
| 1921 | 5 | 7 | Pontremoli | 44.38 | 9.88 | 4.7 | 6 (7) | 1 |
| 1939 | 10 | 15 | Garfagnana | 44.12 | 10.26 | 5.1 | 6.5 (7) | 18 |
| 1995 | 10 | 10 | Lunigiana | 44.18 | 10.06 | 4.9 | 7 | 56 |

Tabella 3.8.1 Principali terremoti avvenuti nella zona sismica Lunigiana-Garfagnana (come da tabella 1.2.1). La zona è descritta nel paragrafo 1.2.

Questo rafforza la convinzione che i terremoti forti non sono generati da un processo continuo e regolare nel tempo, come suggerito da modelli interpretativi sovrasemplificati, come per esempio il *terremoto caratteristico* (e.g., Schwartz e Coppersmith, 1984; Valensise e Pantosti, 2001), ma sono invece prevalentemente controllati dalle condizioni tettoniche locali che possono essere create in alcune zone e in alcuni momenti evolutivi dalla distribuzione dei terremoti forti, e relative deformazioni cosimiche e post sismiche, nell'area in esame (Figg. 3.3.2 e 3.3.3).

Le evidenze e argomentazioni descritte in Mantovani et alii (2011) e riassunte nel paragrafo 1.1 suggeriscono che la sismicità di questa zona è notevolmente influenzata dalle accelerazioni dell'estrusione laterale del cuneo Toscana-Emilia (TE) e delle deformazioni che questo processo produce lungo il bordo interno del cuneo. Tali

accelerazioni possono svilupparsi durante una fase di raccorciamento longitudinale del cuneo, causata da un improvviso aumento della spinta della piattaforma laziale-abruzzese (LA) sull'Ap-pennino settentrionale, come è avvenuto per esempio nel periodo che ha seguito l'evento di Avezzano (Fucino) del 1915 (Fig. 3.6.2d), durante il quale si è verificata la scossa del 1920 in Garfagnana.

Le sequenze sismiche principali illustrate in figura 3.6.2 indicano che una mobilitazione significativa del cuneo TE è attesa solo quando nella piattaforma Laziale Abruzzese si attiva il sistema di faglie del Fucino, come discusso nel paragrafo 3.6. Nei casi in cui si è attivato l'altro sistema di faglie (aquilano), risposte sismiche significative nell'Appennino settentrionale hanno interessato solo i margini del cuneo RMU, in particolare l'Alta Valtiberina. Tenuto conto di questo comportamento pregresso e del fatto che nel

sistema del Fucino non si sono verificate scosse forti dopo il 1915, è ragionevole pensare che allo stato attuale un forte rilascio di energia sismica (con scosse di $M \geq 5.5$) lungo i bordi del cuneo TE, e in particolare nel sistema di faglie della Lunigiana-Garfagnana, sia poco probabile.

La considerazione fatta sopra è consistente con la distribuzione dell'attività sismica nella catena appenninica (Fig. 3.8.1) che ha seguito l'ultima crisi sismica intensa nell'Appennino centro settentrionale, avvenuta nel periodo 1916-30. Dal 1930, l'Appennino meridionale è stato interessato da 3 forti terremoti tra loro distanziati nel tempo (23/7/1930, $M = 6.6$; 21/8/1962, $M=6.1$; 23/11/1980 $M=6.9$). Questi svincoli sismici hanno favorito la progressiva migrazione del cuneo Molise-Sannio (Fig.3.2.1), che ha incrementato la spinta di tale blocco sulla parte orientale della piattaforma Laziale Abruzzese accentuando lo sforzo di taglio nei sistemi di faglie dell'Appennino centrale. Questa ipotesi può spiegare perché nello stesso periodo importanti cedimenti sismici sono avvenuti in quella zona (Maiella 26/9/1933, $M = 6.0$; Ascolano 3/10/1943, $M = 5.8$; Gran Sasso 5/9/1950, $M = 5.7$; Abruzzo 7/5/1984, $M = 5.9$; L'Aquila 6/4/2009 $M = 6.3$), attivando in particolare il sistema di faglie aquilano. Quindi, in analogia con quanto è successo durante le prime tre sequenze sismiche mostrate in figura 3.6.2 (che hanno attivato lo stesso sistema di faglie), le conseguenze sismiche attese nell'Appennino settentrionale dovrebbero interessare principalmente le faglie transtensive presenti nel settore umbro e toscano, dove si sta sviluppando il disaccoppiamento della parte esterna del cuneo RMU dalla catena interna. Questa ricostruzione tettonica è consistente con il fatto che le principali scosse avvenute nell'Appennino settentrionale dopo il 1930 (Valnerina 2/8/1964 $M = 5.1$ e 19/9/1979 $M = 5.9$, Gubbio 29/4/1984 $M = 5.7$ e Colfiorito 26/9/1997, $M = 5.7$ e 6.0) sono tutte associate con la serie di fosse dell'Appennino umbro.

L'insieme di evidenze appena descritto induce a pensare che le prossime attivazioni sismiche nell'Appennino settentrionale dovrebbero prevalentemente interessare i settori più settentrionali ancora bloccati della

parte mobilizzata del cuneo RMU, sia lungo il suo margine interno (Alta Valtiberina) che quello esterno (Riminese e Forlivese). Per quanto riguarda invece la zona sismica qui considerata, le argomentazioni sopra esposte indicano che nel prossimo futuro è prevedibile uno scarso coinvolgimento tettonico del cuneo TE e quindi una bassa probabilità di attivazione delle zone sismiche ad esso collegate, con particolare riferimento alla Lunigiana-Garfagnana.

Dopo il consistente rilascio della deformazione accumulata nella zona della Garfagnana prodotto dalla scossa del 1920, è ragionevole pensare che (a meno di prossimi eccezionali aumenti del carico tettonico causati da forti terremoti nell'Appennino centrale) la fase di accumulo della deformazione necessaria per la prossima scossa forte ($I_{max} > 9$) nella zona Lunigiana-Garfagnana sarà piuttosto lunga, almeno superiore a quelle precedenti. Per esempio, dopo il 1497 sono passati oltre 300 anni prima di arrivare alla scossa del 1834 (escludendo gravi lacune nel catalogo sismico). Quindi, considerato che dal 1920 sono passati solo 91 anni, non sembra giustificato inserire la zona in oggetto tra quelle più esposte nel breve termine.

Le casistiche analizzate e discusse in precedenza indicano che accelerazioni dell'attività tettonica e sismica in questa zona possono essere anche prodotte dalle fasi di rilascio del raccorciamento del cuneo TE, che si sviluppano quando il margine settentrionale di questo cuneo riesce ad avanzare, svincolandosi (tramite uno scorrimento sismico nel settore qui identificato come zona di Voghera) dal settore di catena appenninica bloccato contro le unità alpine della Liguria (Fig.1.1.1). Questi svincoli consentono al cuneo TE di muoversi più velocemente circa verso NNO, rilasciando il raccorciamento accumulato (anche sotto forma di spostamento verticale) in precedenza. Durante lo sviluppo di questo processo si può verificare un'intensificazione della sismicità lungo il bordo esterno padano (Reggiano e Parmense) e quello interno (fosse della Lunigiana, Garfagnana, e Mugello) del cuneo TE in migrazione, come è avvenuto per esempio nel periodo che ha seguito il

terremoto della zona di Voghera del 1828

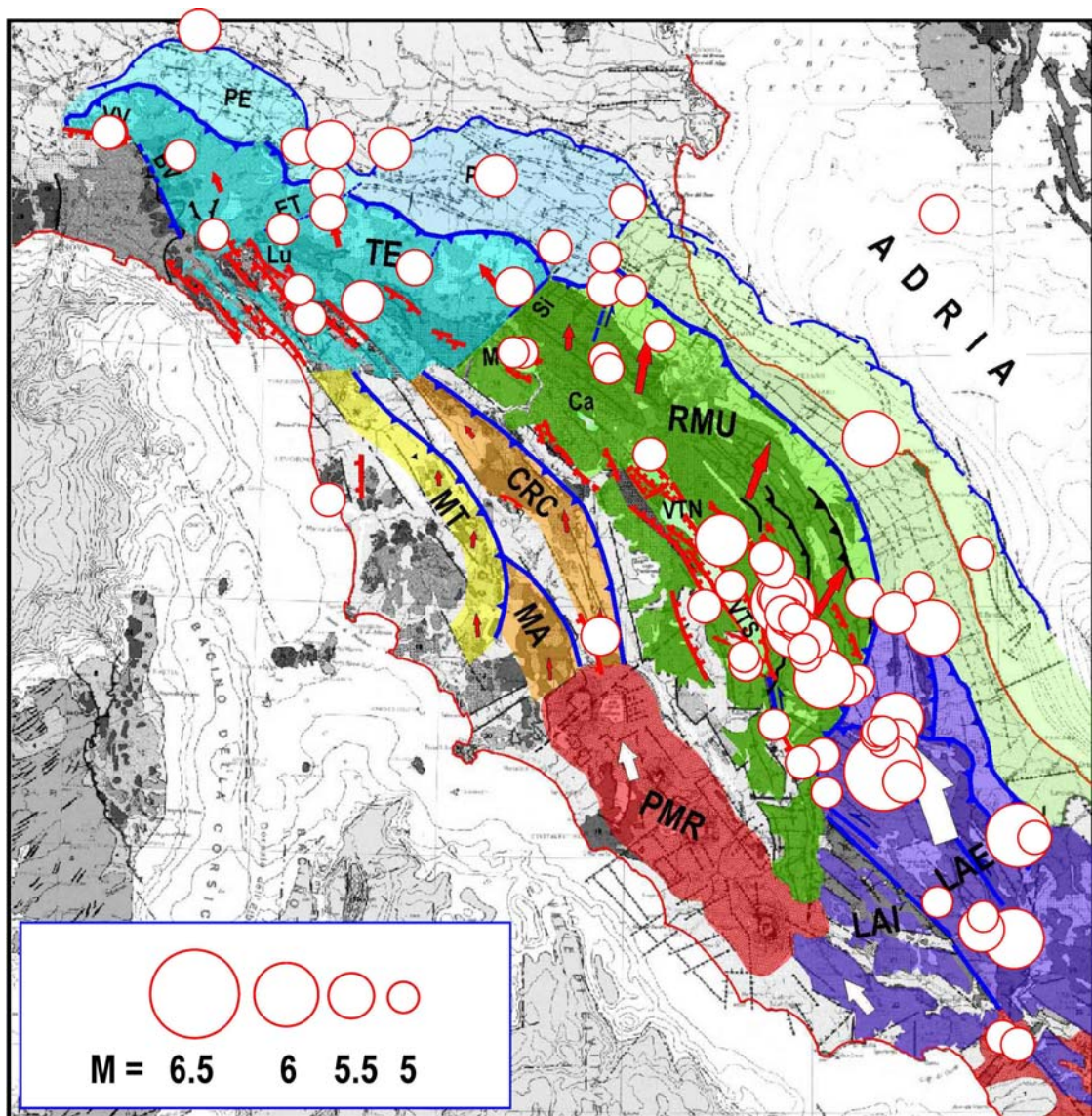


Fig. 3.8.1 Terremoti di $M \geq 5.0$ avvenuti dal 1930 nell'Appennino centro-settentrionale (CPTI11, Rovida et alii, 2011; ISIDE Working Group, <http://iside.rm.ingv.it/iside/>). Si può notare che le principali scosse nell'Appennino centrale sono associate con il sistema di faglie aquilano e che la sismicità nell'Appennino settentrionale ha principalmente attivato le faglie estensionali del settore umbro.

(Fig.3.6.9). Un altro esempio di questo fenomeno potrebbe essere stato innescato dalla scossa di Voghera del 1541 ($M = 5.2$), seguita da varie scosse che negli anni successivi hanno colpito sia il bordo esterno che quello interno del cuneo TE (Fig.3.6.10).

Nella situazione attuale, non essendovi stati terremoti recenti nella zona di Voghera, si può supporre che anche il secondo meccanismo tettonico capace di incrementare nel breve termine la pericolosità sismica della Lunigiana-Garfagnana non stia sviluppandosi.

Questa ipotesi è consistente con i risultati del monitoraggio geodetico di questa regione (illustrati nel prossimo paragrafo, Fig.3.10.3), che indicano velocità di spostamento molto basse (meno di 1-2 mm/a) per il settore TE. Nel caso che nel prossimo futuro si verificasse una scossa forte nella zona di Voghera, la probabilità di terremoti lungo i bordi del cuneo TE, e quindi anche nella Lunigiana-Garfagnana, potrebbe subire un significativo incremento.

Mugello

Anche in questa zona i terremoti forti ($I \geq 9$) sembrano essere poco frequenti, solo due scosse importanti (13/6/1542, $M = 5.9$, $I_{max} = 9$ e 29/6/1919, $M = 6.3$, $I_{max} = 10$) sono documentate dal 1000 (Tab. 3.8.2). Quindi,

anche in questo caso il processo di accumulo della deformazione necessaria per provocare una scossa forte ($M \geq 5.5$) sembra richiedere centinaia di anni. Le considerazioni fatte nei paragrafi precedenti suggeriscono che i

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo Maw) | Intensità Io (I _{max}) | T (anni) |
|-------------|----------|-----------|------------------|-----------------|------------------|----------------|----------------------------------|----------|
| 1542 | 6 | 13 | Mugello | 44.01 | 11.39 | 5.9 | 9 | |
| 1597 | 8 | 3 | Mugello | 43.99 | 11.43 | 5.2 | 7.5 | 55 |
| 1611 | 9 | 8 | Scarperia | 44.01 | 11.36 | 5.1 | 7 (7.5) | 14 |
| 1762 | 4 | 15 | Mugello | 44 | 11.51 | 5.1 | 7 | 151 |
| 1843 | 10 | 25 | Mugello | 44.01 | 11.26 | 5.1 | 6.5 (7) | 82 |
| 1864 | 12 | 11 | Mugello | 44.04 | 11.28 | 5.1 | 7 | 21 |
| 1919 | 6 | 29 | Mugello | 43.96 | 11.48 | 6.3 | 10 | 55 |
| 1929 | 7 | 18 | Mugello | 43.99 | 11.51 | 5.0 | 6.5 (7) | 10 |
| 1931 | 9 | 5 | Mugello | 44.06 | 11.37 | 4.8 | 6 (7) | 2 |
| 1939 | 2 | 11 | Marradi | 44 | 11.43 | 5.0 | 7 | 7 |
| 1960 | 10 | 29 | Mugello | 44 | 11.39 | 5.0 | 7 | 22 |

Tabella 3.8.2 Principali terremoti avvenuti nella zona sismica del Mugello (come da tabella 1.3.1). La zona è descritta nel paragrafo 1.3.

terremoti principali in questa zona si possono sviluppare nell'ambito di accelerazioni dell'attività tettonica indotte da forti scosse sismiche nell'Appennino centrale, come è avvenuto nel 1919 dopo il terremoto del 1915 nel Fucino. La scossa del 1542 invece potrebbe essere stata una conseguenza di una fase di rilascio del raccorciamento, innescata dalla scossa avvenuta nella zona di Voghera nel 1541, $M = 5.2$ (Fig. 3.6.10). A sostegno di questa ipotesi si può notare che anche dopo la scossa di Voghera del 1828 (Fig. 3.6.9) la zona del Mugello è stata colpita da una scossa di intensità intermedia (1835, $M = 4.7$).

Le sequenze di scosse forti nella catena appenninica, illustrate nella figura 3.6.2, suggeriscono che un aumento significativo del carico tettonico nella parte settentrionale della zona di interazione tra il cuneo RMU e quello TE (dove è inserito il sistema di oroclinali all'interno del quale si è sviluppata la fossa del Mugello) si è verificato solo quando nella piattaforma Laziale Abruzzese si è attivato il sistema di faglie del Fucino (1915). Nei casi in cui si è invece attivato il sistema di faglie aquilano, le risposte sismiche si sono sviluppate solo nel bordo interno del cuneo RMU (in particolare l'Alta Valtiberina). Quindi, il fatto che i terremoti forti dopo il

1930 (Fig. 3.8.1) hanno prevalentemente interessato il sistema di faglie aquilano delinea una situazione poco favorevole allo sviluppo di sismicità intensa nella zona del Mugello nel breve termine. Inoltre, la mancanza di terremoti recenti nella zona di Voghera suggerisce che anche lo sviluppo del secondo meccanismo tettonico capace di incrementare la pericolosità nella zona del Mugello (scarico del raccorciamento del cuneo TE) non è atteso nel prossimo futuro.

Dopo il notevole scarico della deformazione avvenuto in una delle faglie del Mugello in seguito al terremoto del 1919, è ragionevole pensare che (a meno di futuri forti aumenti del carico tettonico innescati da terremoti violenti nell'Appennino centrale) l'accumulo di deformazione necessario per provocare un cedimento importante di una delle faglie nel Mugello richieda un lungo periodo (per lo meno di decine di anni). Per esempio, dopo il terremoto del 1542 ci sono voluti quasi 350 anni per creare le condizioni che hanno portato alla scossa del 1919 (a meno di importanti lacune nel catalogo). Quindi, considerato che dal 1919 sono passati solo 92 anni, non sembra giustificato inserire la zona in oggetto tra quelle più esposte a scosse forti nel breve termine. Questa argomentazione

potrebbe essere invalidata dalla presenza di altre faglie mature importanti nella zona in esame. Va però sottolineato che il bacino del Mugello ha dimensioni molto limitate, che non sembrano facilmente conciliabili con l'esistenza di altre faglie sufficientemente estese per generare terremoti di $M \geq 5.5$.

I risultati del monitoraggio geodetico (Fig. 3.9.2) indicano che le attuali velocità di

spostamento nella zona del Mugello sono comprese tra 2 e 4 mm/a, delineando una mobilità intermedia tra quella dei settori più veloci (cuneo RMU) e quelle delle zone più stabili (Toscana occidentale e parte settentrionale del cuneo TE). Questa evidenza implica comunque un tasso di deformazione più elevato di quello che caratterizza la zona della Lunigiana.

Alta Valtiberina

La storia sismica (Tab.3.8.3) indica che questa zona è stata colpita da 6 scosse di $M \geq 5.5$ o $I_{max} \geq 8/9$. Senza considerare quello che è successo prima del 1352, gli intervalli di tempo che hanno separato le scosse di $M \geq 5.5$ vanno da meno di 1 a 331 anni. Questo notevole spargimento dei tempi di interevento (Tab.3.8.3) implica che qualunque previsione sia tentata sul tempo di occorrenza del

prossimo terremoto forte sarebbe affetta da notevole incertezza.

Si può comunque osservare che in questa zona la frequenza di terremoti forti dopo il 1000 è significativamente più elevata rispetto alle due zone discusse sopra, implicando una maggiore probabilità di attivazione nel prossimo futuro rispetto alle altre due zone.

Le evidenze descritte nei paragrafi

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo (Mw) | Intensità Io (I _{max}) | T (anni) |
|-------------|-----------|-----------|-----------------------------|-----------------|------------------|----------------|----------------------------------|-----------|
| 1269 | 6 | 17 | Badia Sucaselli | 43.59 | 12.06 | 5.4 | 7.5 | |
| 1270 | | | Sansepolcro | 43.57 | 12.14 | 5.4 | 7.5 | 1 |
| 1352 | 12 | 25 | Monterchi | 43.47 | 12.13 | 6.4 | 9 | 83 |
| 1353 | 1 | 1 | Sansepolcro | 43.57 | 12.13 | - | 9 | 0 |
| 1389 | 10 | 18 | Bocca Serriola | 43.53 | 12.30 | 6 | 9 | 37 |
| 1458 | 4 | 26 | Valtiberina | 43.46 | 12.24 | 5.8 | 8.5 | 69 |
| 1458 | 5 | 1 | Città di Castello | 43.46 | 12.24 | 4.7 | 6 (7) | 0 |
| 1484 | | | Sansepolcro | 43.57 | 12.14 | 5.1 | 7 | 26 |
| 1489 | | | Sansepolcro | 43.57 | 12.14 | 5.1 | 7 | 5 |
| 1558 | 2 | 9 | Alta Valtiberina | 43.51 | 12.19 | 5.1 | 7 (7.5) | 69 |
| 1559 | 4 | 11 | Sansepolcro | 43.62 | 12.09 | 5.3 | 8 | 1 |
| 1693 | 2 | 4 | Alta Valtiberina | 43.45 | 12.34 | 4.9 | 6.5 (7) | 134 |
| 1694 | 4 | 8 | Alta Valtiberina | 43.62 | 12.09 | 5.1 | 7 (7.5) | 1 |
| 1789 | 9 | 30 | Alta Valtiberina | 43.51 | 12.22 | 5.8 | 9 | 96 |
| 1897 | 12 | 18 | Appennino Umbro-Marchigiano | 43.5 | 12.38 | 5.1 | 7 (7.5) | 108 |
| 1917 | 4 | 26 | Valtiberina | 43.47 | 12.13 | 5.9 | 9.5 | 19 |
| 1948 | 6 | 13 | Valtiberina | 43.6 | 12.13 | 5.1 | 7 | 31 |

Tabella 3.8.3 Principali terremoti avvenuti nella zona sismica Alta Valtiberina (come da tabella 1.5.1). La zona è descritta nel paragrafo 1.5.

precedenti indicano che la sismicità intensa ($M \geq 5.5$ o $I_{max} \geq 8/9$) nella zona Alta Valtiberina è molto influenzata dalle perturbazioni del campo di deformazione che sono innescate dai forti terremoti nell'Appennino meridionale e centrale. In particolare, si può notare che quasi tutte le scosse di $M \geq 5.5$ riportate in tabella 3.8.3 si

sono verificate durante le sequenze mostrate nelle figure 3.3.2 e 3.6.2:

- Gli eventi del 1352 e 1353 possono essere interpretati come effetto del rilassamento postsismico indotto dai violenti terremoti del 1349 nell'Appennino meridionale e centrale (con il contributo del terremoto del 1348 nella Carnia), come suggerito dagli esperimenti numerici illustrati nel paragrafo 3.6.

- La scossa del 1389 è stata preceduta da terremoti in Albania (1380, $I = 9$), nelle Dinaridi centrali (1386 e 1387, entrambi con $I = 9$) e nell'Appennino meridionale (1386, $I = 7/8$, $M = 5.4$), che potrebbero far parte di una sequenza di migrazione simile a quelle mostrate in figura 3.3.2.

- La scossa del 1458 è avvenuta circa due anni dopo la violentissima serie di terremoti che hanno colpito l'Appennino meridionale e centrale nel 1456 (Fig.3.6.2b), che a loro volta erano stati precedute dalle forti scosse avvenute nelle Dinaridi meridionali nel 1444 ($I = 9$) e 1451 ($I = 9$). Il ruolo del rilassamento postsismico per l'innescò delle scosse suddette è discusso nel paragrafo 3.6.

- L'evento del 1789 è compreso nella sequenza D descritta nel paragrafo 3.3. Inoltre si può notare che questa scossa è avvenuta dopo alcuni terremoti intensi nelle zone che bordano il cuneo RMU (Romagna 4/4/1781, $M = 5.9$ e 17/7/1781 $M = 5.6$, Appennino marchigiano (Cagli) 3/6/1781, $M = 6.4$ e Riminese 25/12/1786, $M = 5.6$).

- Infine, la scossa del 1917 è avvenuta nell'ambito della sequenza sismica (1915-20) nell'Appennino settentrionale, innescata dal terremoto di Avezzano del 1915 (Fig.3.6.2), ampiamente discusso in precedenza (par.3.6).

Alla luce delle evidenze sopra citate, abbiamo ritenuto opportuno valutare il rilassamento postsismico innescato dal recente terremoto aquilano del 6 aprile 2009, come possibile causa di terremoti indotti nell'Alta Valtiberina. Il calcolo della deformazione e del tasso di deformazione prodotto da questa scossa indica però che nelle principali zone sismiche dell'Appennino settentrionale (in particolare nell'Alta Valtiberina) l'ampiezza della perturbazione è stata inferiore alla soglia minima mareale

(Viti et alii, 2003). Questo può spiegare perché il terremoto in oggetto non ha avuto conseguenze nell'Appennino settentrionale, che in base all'andamento del tasso di deformazione erano principalmente attese nella zona dell'Alta Valtiberina nella seconda metà del 2010 o nella prima metà del 2011.

Comunque, va considerato che la scossa aquilana del 2009 ha contribuito ad avvicinare la zona in oggetto alla condizione di cedimento sismico, incrementando gli effetti prodotti dalle scosse precedenti, in particolare quelle avvenute nell'Appennino meridionale e centrale dopo il 1930 (Fig.3.8.1). Inoltre, come già discusso in precedenza, la distribuzione delle scosse forti dopo il 1930 suggerisce fortemente che nella fase evolutiva più recente si sia sviluppato il disaccoppiamento della parte esterna del cuneo RMU dalla parte più interna della catena appenninica. Questo, in base alle casistiche illustrate nella figura 3.6.2, induce a pensare che le zone sismiche situate lungo i bordi di tale cuneo, in particolare la zona dell'Alta Valtiberina, sono più vicine alla condizione di cedimento rispetto alle altre due zone considerate (Garfagnana-Lunigiana e Mugello).

Assumendo che le velocità geodetiche attuali (Fig.3.9.2) siano rappresentative della cinematica degli ultimi 94 anni (tempo trascorso dall'ultima scossa del 1917 nell'Alta Valtiberina), lo spostamento differenziale tra il cuneo RMU e le zone interne (circa 2 mm/a) è valutabile intorno ai 20 cm. Questo valore, secondo le note relazioni empiriche tra slittamento e magnitudo (e.g., Wells e Coppersmith, 1994), implica che le faglie dell'Alta Val Tiberina hanno accumulato una deformazione compatibile con lo scorrimento sismico associato ad un terremoto di $M \approx 6$.

Scelta della zona toscana a cui assegnare la massima priorità

In base alle considerazioni riportate nel punto precedente, riteniamo che l'Alta Valtiberina sia la zona più esposta a scosse forti ($M \geq 5.5$) nel prossimo futuro. Questa scelta è basata sulle argomentazioni sintetizzate di seguito:

- La distribuzione di terremoti forti nella

catena appenninica dopo il 1930 presenta molte analogie con le sequenze sismiche che hanno preceduto la maggior parte dei terremoti forti nell'Alta Valtiberina e suggerisce invece un'improbabile attivazione in tempi brevi delle zone sismiche connesse con la mobilitazione del cuneo TE

(Garfagnana-Lunigiana). Per la zona del Mugello, legata ai processi tettonici che si sviluppano nella zona di interazione tra i cunei RMU e TE, è ipotizzabile una situazione intermedia tra quella dell'Alta Valtiberina e quella della Lunigiana-Garfagnana.

- L'Alta Valtiberina è caratterizzata da una frequenza di terremoti forti circa doppia rispetto alle altre due zone. Quindi, considerato che l'ultimo periodo di attivazione è quasi coincidente per le tre zone, essendo relativo alla sequenza del 1915-1920, il tempo di attesa della prossima scossa dovrebbe essere più ridotto per la zona Alta Valtiberina.

- Le misure geodetiche indicano che la velocità con cui si sta attualmente muovendo il cuneo RMU (causa principale del tasso di deformazione nell'Alta Valtiberina) è circa doppia rispetto a quella del cuneo TE (legata alla deformazione della zona della Garfagnana-Lunigiana) e in ogni caso significativamente superiore a quella del

sistema di oroclinali la cui deformazione controlla l'attività sismica nel bacino del Mugello. Assumendo che questa velocità possa essere estrapolata al periodo trascorso dall'ultimo periodo sismico (1915-30) la deformazione accumulata nelle faglie dell'Alta Valtiberina risulta significativamente superiore a quelle delle altre due zone.

- La distribuzione spazio-temporale delle scosse forti recenti nell'Appennino meridionale e centrale non presenta caratteristiche tali da implicare (come effetto del rilassamento postsismico) l'innescò entro qualche anno di scosse forti nelle tre zone toscane considerate. Anche l'ultima scossa aquilana del 2009 non ha avuto sufficiente energia per causare effetti significativi a breve termine nell'Appennino settentrionale. Questo, però, non esclude che possibili effetti del lento accumulo di deformazione avvenuto in precedenza si manifestino nel breve termine.

Appennino forlivese

Siccome gli effetti di questa sorgente sismo-genetica sul territorio toscano non sono trascurabili, può essere utile estendere a questa zona le considerazioni fatte per le altre tre zone.

Come documentato dalla tabella 3.8.4, questa zona è stata colpita da 4 scosse di $M \geq 5.5$ o $I_{max} \geq 8/9$, separate da intervalli di tempo molto variabili.

Si può notare che i 3 terremoti più recenti di $M \geq 5.5$ (1661, 1768 e 1918) sono avvenuti durante le sequenze di migrazione evidenziate in figura 3.3.2. Inoltre, queste tre scosse sono state precedute entro un intervallo inferiore a 10 anni da terremoti nell'Appennino centrale di intensità almeno paragonabile al recente terremoto aquilano ($M = 5.8-6.3$):

- Il terremoto del 1661, inquadrabile nella sequenza A descritta nel paragrafo 3.3, è stato preceduto dalla forte scossa della zona Sorano-Marsica nell'Appennino centrale (24/7/1654, $M = 6.3$, $I_{max} = 10$).

- La scossa del 1768, che si può collocare nella sequenza D descritta nel paragrafo 3.3, è

stata preceduta da un terremoto forte nell'aquilano (6/10/1762 $M = 6.0$, $I_{max} = 9/10$).

- La scossa del 1918 è inserita nel periodo di eccezionale attività sismica dell'Appennino settentrionale che ha seguito il fortissimo terremoto di Avezzano del 1915 (Fig.3.6.2).

Considerando la casistica sopra descritta (anche se limitata) e il fatto che l'Appennino centrale è stato colpito da una scossa di $M > 5.5$ nel 2009, si potrebbe supporre che nei prossimi 5-6 anni la zona dell'Appennino forlivese sarà colpita da una scossa di $M \geq 5.5$. Ovviamente, è necessario tenere conto che questa previsione può essere affetta da numerose incertezze, legate soprattutto alla scarsa numerosità dei casi disponibili.

Comunque, va anche considerato che l'indicazione sopra descritta è consistente con la distribuzione dei terremoti forti nella catena appenninica dopo il 1930 (Fig.3.8.1), che, come discusso in precedenza, sembra delineare una fase di disaccoppiamento della parte esterna del cuneo RMU. Quindi,

nell'ambito di questo meccanismo tettonico, le prossime attivazioni sismiche dovrebbero prevalentemente interessare i margini ancora

bloccati del cuneo RMU, situati nella sua parte settentrionale (Alta Valtiberina, Riminese, Forlivese).

| Anno | Mese | Giorno | Zona epicentrale | Latitudine (°N) | Longitudine (°E) | Magnitudo Mw | Intensità Io (Imax) | T (anni) |
|-------------|-----------|-----------|---------------------------------|-----------------|------------------|--------------|---------------------|------------|
| 1393 | 6 | 15 | Santa Sofia | 44 | 11.91 | 5.1 | 7 | |
| 1584 | 9 | 10 | Appennino tosco-emiliano | 43.86 | 11.99 | 5.8 | 9 | 191 |
| 1661 | 3 | 22 | Appennino romagnolo | 44.02 | 11.9 | 6.1 | 9 (10) | 76 |
| 1768 | 10 | 19 | Appennino romagnolo | 43.94 | 11.9 | 5.9 | 9 | 108 |
| 1895 | 9 | 4 | Valle del Montone | 44.03 | 11.82 | 4.6 | 6.5 (7.5) | 127 |
| 1918 | 11 | 10 | Appennino romagnolo | 43.92 | 11.93 | 5.9 | 9 | 28 |
| 1952 | 7 | 4 | Appennino romagnolo | 43.98 | 11.88 | 5.0 | 7 | 34 |
| 1956 | 5 | 26 | Appennino romagnolo | 43.94 | 11.9 | 5.0 | 7 | 4 |

Tab. 3.8.4 Principali terremoti avvenuti nella zona sismica Appennino forlivese (come da tabella 1.4.1). La zona è descritta nel paragrafo 1.4.

- Come discusso per la zona Alta Valtiberina, l'analisi delle velocità geodetiche (Fig.3.9.2) indica che negli ultimi 90 anni (il tempo trascorso dall'ultima scossa forte del 1918) le faglie dell'Appennino forlivese, essendo situate lungo il bordo del cuneo RMU, hanno accumulato una deformazione compatibile

con lo scorrimento sismico associato ad un terremoto di $M \approx 6$.

In conclusione, le evidenze sopra riportate suggeriscono che l'Appennino forlivese può essere inserito tra le zone più esposte a scosse forti, con le inevitabili implicazioni per le zone toscane adiacenti.

Toscana interna

In linea generale, sulla base del complesso di evidenze disponibili, si può ritenere che i processi tettonici responsabili per l'attività sismica nella parte interna della Toscana e nelle zone dell'Appennino pistoiese e Casentino, siano significativamente più lenti di quelli che si sviluppano nelle tre zone sismiche toscane sopra discusse. Siccome però è successo in alcuni rarissimi e spesso remoti casi che le zone sopra citate siano state colpite da scosse forti (Pistoia 11/7/1293, $M = 5.6$, $I_{max} = 8$; Toscana occidentale 7/8/1414, $M = 5.6$, $I_{max} = 7/8$; Orciano Pisano 14/8/1846, $M = 5.9$, $I_{max} = 10$), non si può escludere che una tale eventualità si possa

ripetere in futuro. Comunque, per questi settori della Toscana non siamo per il momento in grado di tentare previsioni sulla zona epicentrale e tempo di occorrenza delle future scosse forti ($M \geq 5.5$), in quanto non abbiamo ancora acquisito una sufficiente comprensione della geodinamica e delle sue connessioni con l'attività sismica. Le conoscenze attualmente disponibili indurrebbero a pensare che le zone in oggetto abbiano scarsa probabilità di essere colpite da scosse forti nei prossimi anni, ma la notevole incertezza che può affliggere questa considerazione non permette di inserire tali zone nella graduatoria sopra delineata.

3.9 Monitoraggio geodetico dell'Appennino centro-settentrionale: implicazioni per la stima della pericolosità sismica in Toscana

Come discusso nei paragrafi precedenti di questo capitolo, le conoscenze attuali permettono di quantificare il rilassamento postsismico atteso da un terremoto forte. Nel

caso di prossime scosse forti questo strumento potrebbe consentire di prevedere quando il massimo valore del tasso di deformazione raggiungerà le zone sismiche circostanti,

corrispondente alla massima probabilità di un terremoto indotto. Va comunque tenuto presente che tale quantificazione sarebbe inevitabilmente approssimata, a causa della conoscenza non completa che abbiamo delle proprietà strutturali e reologiche della zona in esame.

Una ricostruzione più realistica della propagazione del rilassamento postsismico, e quindi della tempistica dei suoi possibili effetti sulla pericolosità sismica delle zone coinvolte, può essere molto agevolata dall'analisi delle misure geodetiche effettuate dopo la scossa innescante. Questa possibilità è confermata dai risultati ottenuti dalla simulazione numerica del rilassamento

postsismico (Viti et alii, 2003; Cenni et alii, 2008; Mantovani et al., 2008, 2010a,b), che dimostrano che le variazioni di velocità attese dopo una scossa forte possono essere largamente superiori al potere risolutivo delle misure geodetiche (dell'ordine del millimetro).

Nell'ambito della collaborazione con la Regione Toscana, il Dipartimento delle Scienze della Terra di Siena gestisce una decina di stazioni GPS permanenti e analizza le osservazioni di numerose altre stazioni GPS permanenti (circa 350) distribuite nell'Italia centro settentrionale (Fig.3.9.1). Questa copertura del territorio offre la possibilità di ricostruire con dettaglio



Fig. 3.9.1. Rete delle stazioni GPS permanenti dell'Italia centrale e settentrionale considerate in questo studio. I simboli in legenda indicano gli Enti pubblici e privati a cui le stazioni appartengono. I cerchi rossi indicano le 13 stazioni installate anche con il supporto finanziario della Regione Toscana e gestite dalle Università di Siena e Bologna. Il riquadro mostra la posizione delle 6 stazioni GPS usate per allineare la rete geodetica considerata con il sistema di riferimento globale ITRF2005 (Altamimi et alii, 2007). Ulteriori dettagli sulla rete e sulla procedura di elaborazione dei dati sono riportati da Mantovani et alii (2010b) e Cenni et alii (2012).

abbastanza soddisfacente il campo di velocità attuale e le sue eventuali variazioni temporali nella zona in esame. L'analisi delle osservazioni effettuate nel periodo 2001-2011, ha messo in evidenza che la parte

esterna della catena appenninica si muove più rapidamente (3-4 mm/anno) della sua parte interna (1-2 mm/anno), come mostrato nella figura 3.9.2.

Questo risultato fornisce un importante

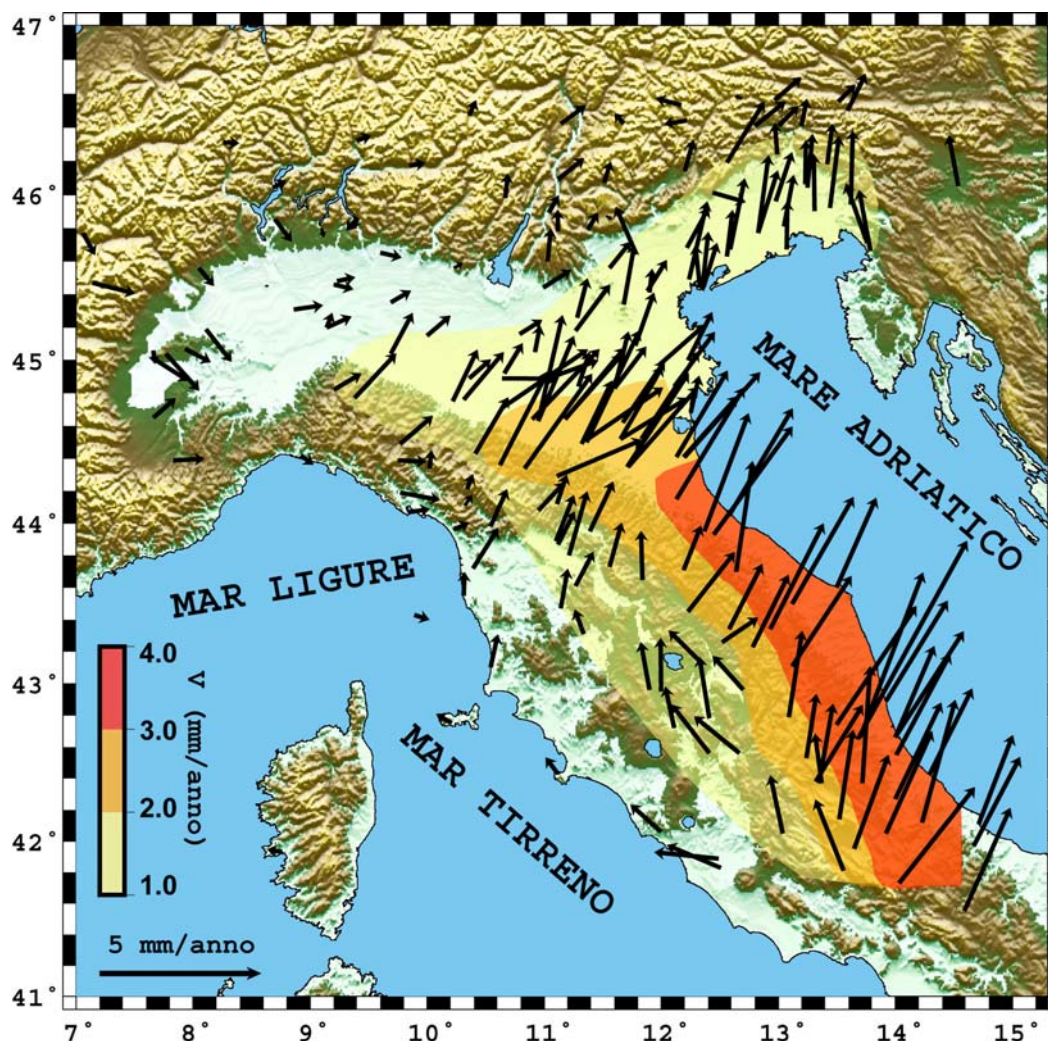


Fig. 3.9.2. Velocità residue orizzontali nell'Italia centro settentrionale rispetto alla placca eurasiatica, presa come riferimento. Il moto di questa placca è stato modellato mediante il polo euleriano proposto da Devoti et alii (2008) (latitudine 56.85 °N, longitudine 95.72 °O; velocità di rotazione $\omega=0.266^\circ/\text{Manni}$). I dati GPS si riferiscono alle stazioni mostrate in figura 3.9.1 e a periodi di acquisizione compresi nell'intervallo 01/01/2001- 08/08/2011. I domini colorati corrispondono a diverse velocità secondo la scala cromatica riportata a fianco. Ulteriori dettagli e commenti sulla procedura utilizzata e sulle implicazioni del risultato ottenuto sono riportate da Mantovani et alii (2010b) e Cenni et alii (2012).

supporto al modello tettonico da noi proposto (Fig.3.2.1), in quanto indica che il quadro cinematico attuale della catena appenninica centro-settentrionale è molto simile a quello che si può dedurre dalla distribuzione delle deformazioni che si sono sviluppate nell'ultimo milione di anni (Mantovani et alii, 2010b). Ulteriori considerazioni su questo

problema sono riportate da Cenni et alii (2012). Per rendere più completa l'informazione ottenuta dalle osservazioni geodetiche effettuate, è stato anche determinato il campo di deformazione (Fig. 3.9.3) associato al quadro cinematico orizzontale mostrato in figura 3.9.2. La tecnica utilizzata per ottenere questo risultato

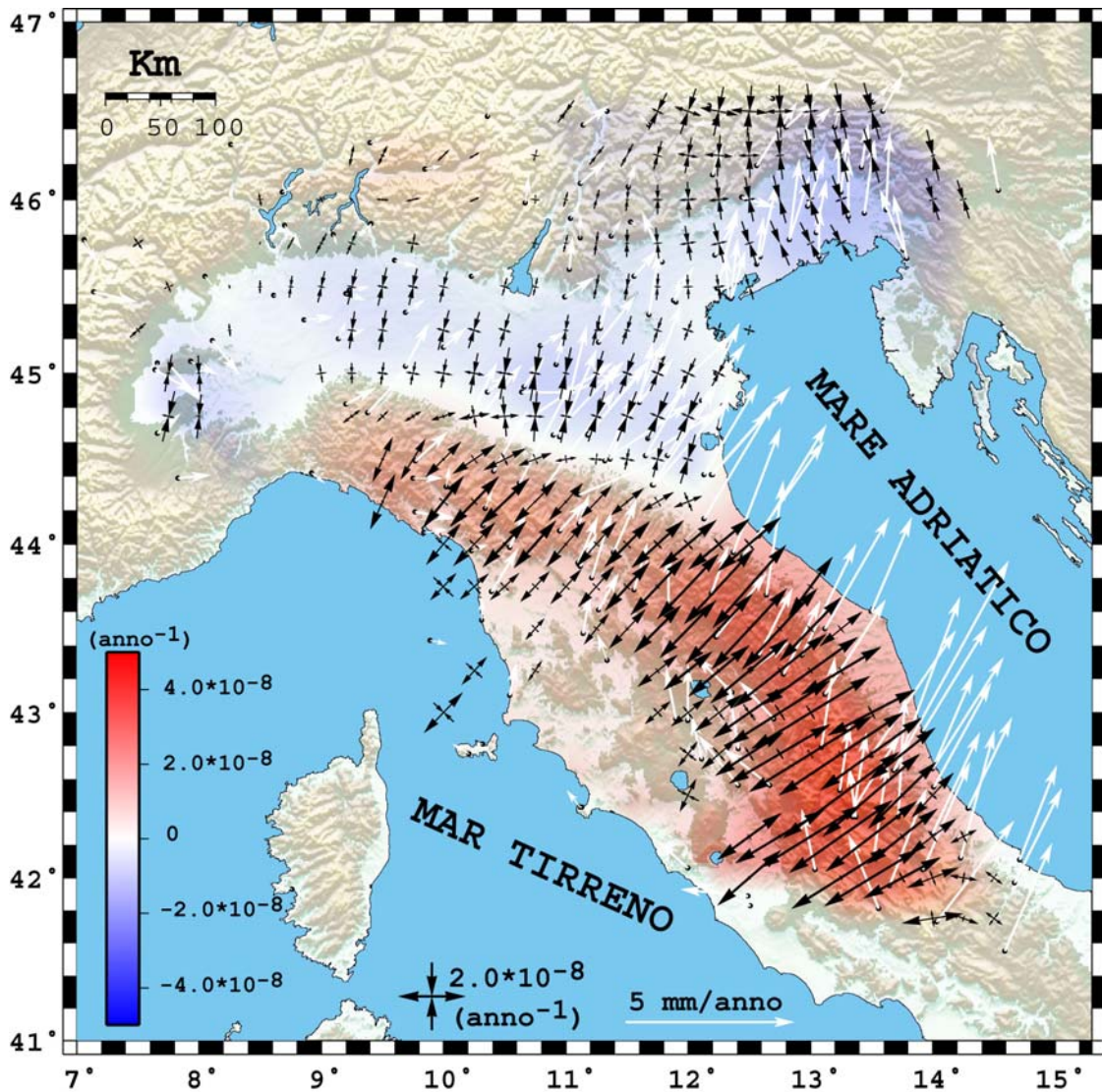


Fig. 3.9.3. Deformazione orizzontale relativa al periodo 2001-2011 (azzurro=compressione, rosso=distensione), derivata dal campo di velocità mostrato in figura 3. 9.2 mediante la tecnica descritta da Cenni et alii (2012). La scala cromatica riportata a sinistra quantifica i valori calcolati del tasso di deformazione. Le frecce nere divergenti e convergenti indicano gli assi principali di allungamento e raccorciamento del tasso della deformazione orizzontale (scala in basso al centro). Le frecce bianche sono i vettori di velocità delle stazioni GPS riportate in figura 3.9.2

è descritta da Cenni et alii (2012).

Il risultato ottenuto mette in evidenza la notevole variazione laterale degli stili deformativi nell'area in esame. Un regime compressivo con direzione di accorciamento SSE-NNO caratterizza il settore orientale della catena alpina, in corrispondenza del bordo di collisione tra la placca adriatica e il dominio euroasiatico. La Pianura Padana, compresi i settori che ricoprono la parte sepolta della catena appenninica settentrionale, è anch'essa caratterizzata da raccorciamento orientato circa N-S. Quest'area è anche caratterizzata da un regime estensionale (ortogonale a quello

compressivo) più marcato rispetto al settore alpino e associato ad una componente di trascorrenza. L'Appennino centrale e quello settentrionale sono invece caratterizzati da un prevalente regime estensionale orientato circa SO-NE, con una minore componente di compressione perpendicolare.

La rete geodetica disponibile può essere anche utilizzata per monitorare gli effetti cosismici e post sismici di eventuali scosse forti nella zona in esame. Un esempio del risultato che si può ottenere da questo tipo di indagine è fornito dalle indicazioni ricavate dallo studio delle osservazioni geodetiche acquisite dalle stazioni posizionate attorno

alla zona dove è avvenuto il terremoto aquilano del 2009.

Per esempio, la figura 3.9.4 mostra un confronto tra le velocità di alcuni siti GPS nell'Appennino centrale e settentrionale valutate prima della scossa aquilana del 6 Aprile 2009 e quelle stimate prendendo in considerazione solo i dati acquisiti dopo il terremoto. Questo confronto mette in evidenza variazioni di velocità molto marcate, che coinvolgono rotazioni dei vettori che in alcuni casi raggiungono e superano angoli di

90°. Il confronto degli spostamenti cosismici e postsismici così valutati con le caratteristiche della sorgente del terremoto aquilano (e.g., Anzidei et alii, 2009; Atzori et alii, 2009; Cheloni et alii, 2010) suggerisce che gli effetti di tale scossa sulla cinematica della zona colpita sono piuttosto complessi.

Questo tipo di comportamento conferma quanto è stato osservato con tecniche di geodesia spaziale dopo altri grossi terremoti nel mondo (e.g., Pollitz et alii, 2006; Panet et alii, 2007; Ryder et alii, 2007).

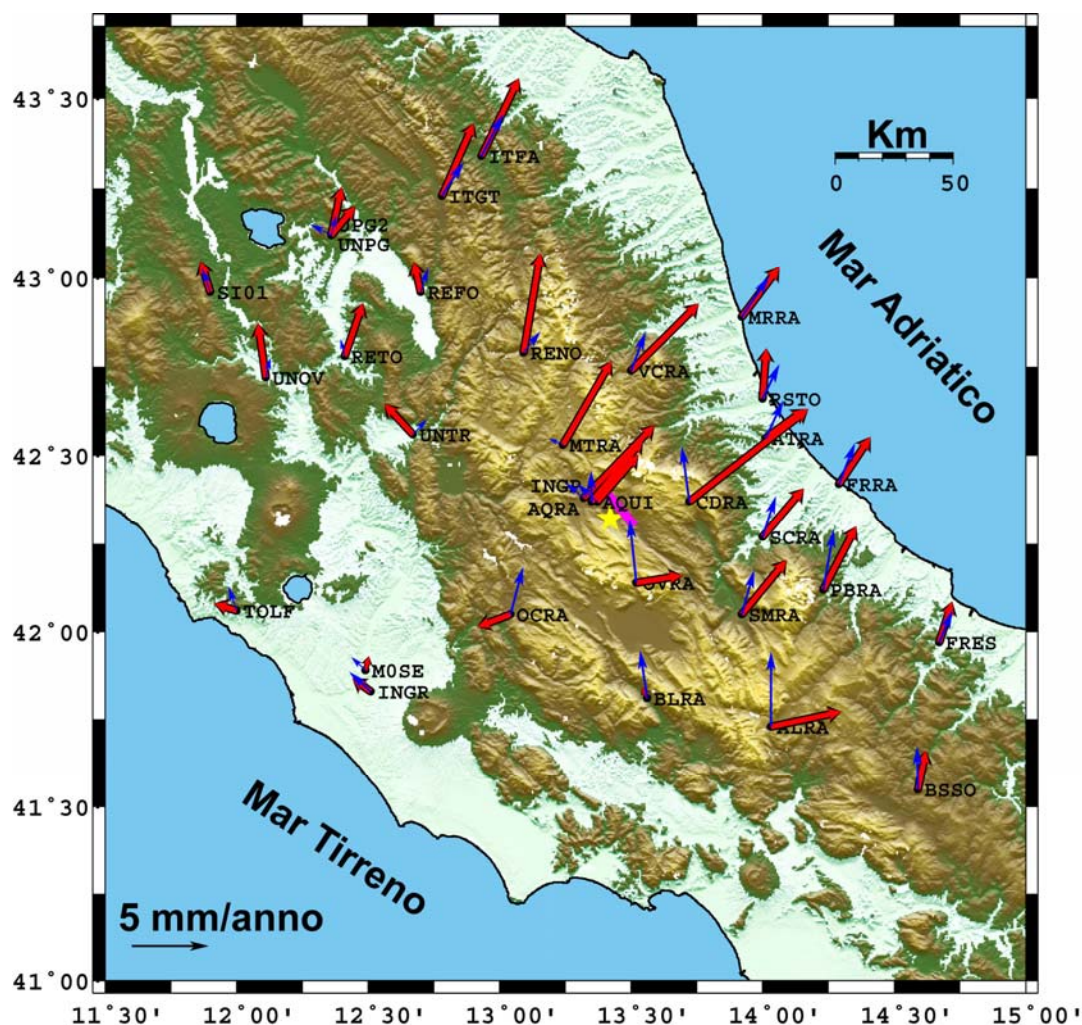


Fig.3.9.4. Velocità geodetiche derivate dall'analisi dei dati GPS registrati prima (vettori blu) e dopo (vettori rossi) il terremoto del 6 Aprile 2009 nelle stazioni situate nell'Italia centrale entro un raggio di 140 km dall'epicentro (stella gialla). La faglia di Paganica, considerata l'espressione in superficie della frattura responsabile del terremoto, è indicata dalla barretta rosa..

3.10 Riscontri recenti: i terremoti del 25 e 27 gennaio 2012 sotto l'Appennino emiliano

Negli ultimi giorni di redazione di questa pubblicazione si sono verificate alcune scosse abbastanza intense ($M = 4.9$ e 5.4)

sotto l'Appennino Emiliano, nella zona compresa tra Reggio Emilia e l'alta valle del torrente Parma (Fig.3.10.1). Il fatto che tali

scosse abbiano prodotto danni molto contenuti, con un'ampia area di risentimento, è dovuto alle profondità relativamente elevate degli ipocentri, stimate di circa 33 e 61 km (<http://cnt-int.rm.ingv.it/>). Nelle comunicazioni passate dalla stampa e dai mezzi televisivi nei giorni seguenti il terremoto più forte sono

state citate svariate giustificazioni tettoniche delle scosse in oggetto, spesso ispirate da modelli geodinamici molto vaghi, genericamente riferiti a deformazioni che la placca adriatica subisce nell'ambito della collisione tra Africa ed Eurasia.

Sfruttando le conoscenze molto dettagliate

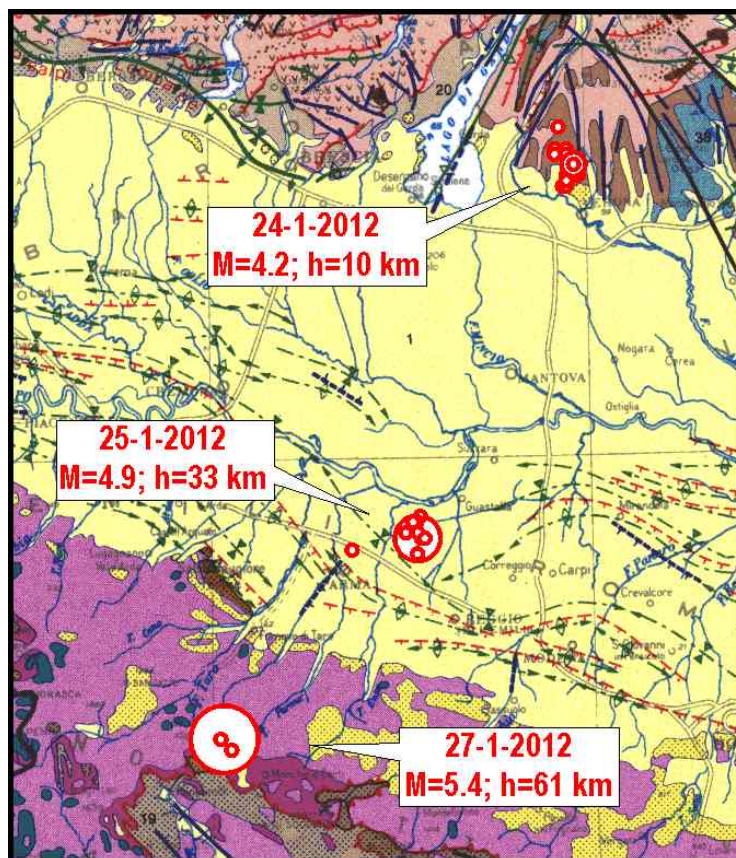


Fig. 3.10.1. Epicentro delle scosse principali (cerchi grandi) avvenute nel Veronese, Reggiano e Appennino parmense dal 24 Gennaio al 5 Febbraio 2012. I cerchi piccoli indicano le repliche minori ($M < 3$). Gli epicentri sono riportati sulla Carta Tettonica d'Italia (Funicello et alii, 1981). I dati sono reperibili su <http://cnt-int.rm.ingv.it/>.

acquisite sull'assetto geodinamico/tettonico della catena appenninica e zone circostanti durante il progetto di ricerca descritto in questa pubblicazione e quella precedente (Mantovani et alii, 2011), può essere utile sottolineare che la localizzazione delle scosse citate e la loro profondità sono coerenti con la presenza di un'importante frattura della litosfera adriatica sepolta sotto l'Appennino emiliano (Fig.3.10.2). La ricostruzione mostrata in questa figura è stata proposta da Mantovani et alii (2011) per spiegare nel modo più plausibile una notevole quantità di evidenze sulle deformazioni recenti nella zona

adriatico-padana-appenninica.

Comunque, nonostante i numerosi vincoli disponibili rimangono ovviamente incertezze su alcuni aspetti della soluzione adottata. Per esempio, la presenza della frattura sopra citata è fortemente suggerita da vari aspetti dell'evoluzione recente della zona in oggetto, ma la particolare collocazione spaziale proposta per questa discontinuità è stata scelta presupponendo che la zona di taglio profonda sia riflessa in superficie dal sistema di faglie crostali denominato Enza-Taro (e.g., Vescovi, 1988; Bernini et alii, 1994). Il fatto che un significativo rilascio di energia sismica sia

partito da zone localizzate in buona corrispondenza con la frattura litosferica presunta aumenta la probabilità che la ricostruzione proposta in figura 3.10.2 sia realistica.

Si potrebbe anche notare che nello stesso periodo alcune scosse minori sono avvenute nella zona del Veronese, delineando un allineamento di sismicità che potrebbe avere qualche connessione con la zona di taglio litosferica (sistema delle Giudicarie) che si è sviluppata in questa zona attorno al Miocene superiore (e.g., Fellin et alii, 2002), favorendo

lo svincolo del dominio adriatico adiacente alle Alpi occidentali dalla placca adriatica principale (e.g., Mantovani et alii, 2009). Questo potrebbe implicare che la frattura indicata in figura 3.10.2 si è sviluppata riattivando la precedente discontinuità sopra citata. Ulteriori informazioni sulle implicazioni tettoniche dei terremoti avvenuti sotto l'Appennino emiliano potranno derivare dai rispettivi meccanismi focali, quando queste informazioni saranno stabilmente determinate.

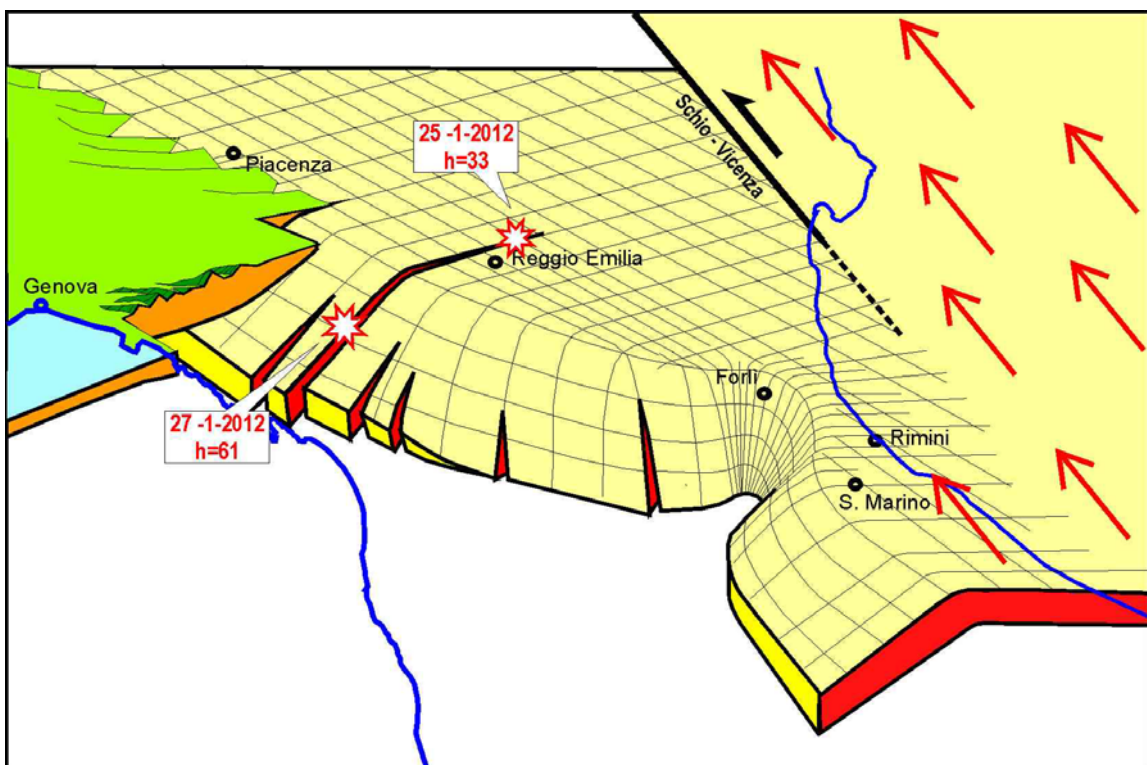


Fig. 3.10.2. Ricostruzione della morfologia della litosfera adriatica subdotta sotto l'Appennino settentrionale proposta da Mantovani et alii (2011). Le stelle indicano gli ipocentri delle scosse del 25 e 27 gennaio 2012 ($M=4.9$ e 5.4).

4. Considerazioni conclusive

Sfruttando i notevoli avanzamenti ottenuti dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena sull'assetto tettonico dell'Appennino Settentrionale e sui processi che controllano la distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nella catena appenninica, è stato possibile elaborare, in stretta collaborazione con la Regione Toscana, alcuni prodotti che possono agevolare la difesa dai terremoti in Toscana. Il primo è costituito dalla carta dell'intensità massima attesa in ciascuno dei comuni toscani, che rappresenta la base di partenza per qualsiasi tentativo di definire la pericolosità sismica in modo plausibile. La maggiore credibilità di questo risultato rispetto a quelli proposti dai precedenti tentativi è indicata dal fatto che la mappa in oggetto non presenta incompatibilità con le evidenze disponibili, cioè il patrimonio di notizie sui danni causati dai terremoti storici, le conoscenze sul quadro tettonico della zona in esame e i concetti largamente accettati sulla natura delle scosse sismiche. Questa condizione non è invece garantita dai risultati ottenuti con le procedure finora utilizzate, sia perché tali metodologie partono da ipotesi poco realistiche sulle caratteristiche tettoniche della zona italiana (come la definizione delle zone sismogenetiche), sia perché il calcolo della pericolosità è basato su concetti chiaramente incompatibili con la natura dei processi che generano i terremoti (come l'assoluta indipendenza delle sorgenti sismiche). La fondatezza di queste considerazioni è stata ripetutamente evidenziata in occasione dei terremoti forti avvenuti in Italia negli ultimi decenni, per il fatto che le caratteristiche della scossa avvenuta sono risultate significativamente differenti da quelle attese.

Il secondo prodotto dello studio effettuato si riferisce alla definizione di criteri di priorità per la gestione ottimale di interventi di prevenzione nelle varie zone sismiche della Toscana. Anche per raggiungere questo obiettivo è stato adottato un modo di procedere molto diverso da quelli finora utilizzati, prevalentemente basati sull'analisi

statistica della sismicità passata. Questa scelta non è solo dovuta al fatto che tali procedure sono costruite su assunzioni poco plausibili, ma è anche imposta dalla notevole differenza tra le previsioni ottenute e la distribuzione reale dei terremoti forti (per esempio la scossa aquilana del 2009). Per ottenere valutazioni più attendibili si è deciso di adottare una metodologia deterministica, cioè basata sul concetto largamente accettato che la distribuzione spazio-temporale delle scosse sismiche è strettamente connessa con la graduale deformazione che le strutture di interesse stanno subendo sotto l'azione delle forze tettoniche. La scelta di questa metodologia d'avanguardia comporta notevoli responsabilità, soprattutto per il fatto che i risultati da perseguire hanno un notevole impatto socio-economico. Quindi, abbiamo ritenuto indispensabile riportare in questa seconda pubblicazione una descrizione molto dettagliata dei concetti coinvolti e delle evidenze che possono dimostrare la plausibilità della procedura adottata.

Il primo elemento essenziale, cioè l'accurata ricostruzione dei processi tettonici attuali nella catena appenninica, è stato acquisito nella prima fase di collaborazione con la Regione Toscana. Il presente studio riporta invece le conoscenze finora maturate su come la distribuzione dei terremoti storici nell'area centro-mediterranea è stata determinata dai processi tettonici in atto e dalle modalità con cui ogni scossa forte perturba il campo di deformazione nelle zone circostanti.

Questo problema è prima discusso per l'area centro-mediterranea, mettendo in evidenza che le zone sismiche periadriatiche hanno un'attività sismica discontinua e che le sequenze di attivazione osservate si possono interpretare come una successione di disaccoppiamenti sismici che consentono alla placca adriatica di migrare circa verso Nord. Nell'ambito di questa connessione sismotettonica sono riconoscibili correlazioni tra l'attività sismica di alcune zone periadriatiche (Appennino meridionale-Dinaridi meridionali e Arco Calabro-Arco Ellenico) che ripetendosi sistematicamente

nel tempo si delineano come possibili strumenti di previsione per la pericolosità sismica delle zone italiane implicate.

L'analisi di queste correlazioni ha permesso di capire che il fenomeno fisico che controlla l'interdipendenza tra le varie sorgenti sismiche è costituito dal rilassamento postsismico, cioè la propagazione della perturbazione del campo di spostamento, sforzo e deformazione che si sviluppa dopo ogni forte terremoto con velocità dell'ordine di decine di chilometri all'anno. In particolare, è stato chiarito che la massima probabilità di scosse indotte coincide con l'arrivo, nelle zone investite dalla perturbazione postsismica, dei valori più elevati della deformazione e soprattutto della velocità con cui tale grandezza cresce nel tempo (tasso di deformazione). La quantificazione di questi parametri, con esperimenti numerici del rilassamento postsismico, ha permesso di spiegare gli intervalli di tempo trascorsi tra la scossa scatenante e quella indotta per le principali correlazioni sismiche osservate.

Questa informazione, integrata dalla ricostruzione molto dettagliata dell'assetto tettonico attuale nella catena appenninica, ha poi permesso di capire come il rilassamento postsismico ha influenzato la distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nella catena. In particolare sono state riconosciute varie sequenze di terremoti forti che hanno migrato dall'Appennino meridionale a quello

settentrionale, come previsto dal progressivo spostamento della parte esterna della catena rispetto alla fascia tirrenica. A questo riguardo, è opportuno sottolineare che per la sequenza, particolarmente significativa, di terremoti avvenuti nel periodo 1916-20 dopo la forte scossa di Avezzano (1915), la quantificazione degli effetti del rilassamento postsismico ha permesso di trovare giustificazioni molto convincenti della collocazione temporale delle scosse implicate. I risultati sopra citati hanno fornito prove piuttosto robuste del fatto che il modello tettonico da noi adottato sia realistico e che il rilassamento post sismico abbia una notevole influenza sulla distribuzione spazio-temporale delle scosse nella catena appenninica. Questo incoraggia a pensare che le considerazioni usate per identificare la zona toscana ritenuta più esposta a scosse forti nel prossimo futuro siano attendibili.

E' ovviamente opportuno rendersi conto che il problema trattato è complesso e che quindi non si può avere la certezza che le previsioni proposte siano confermate dalla realtà. Questo però non impedisce di pensare che, alla luce di una notevole quantità di evidenze, le scelte qui proposte siano attualmente le più ragionevoli e che, nonostante le incertezze coinvolte, la scelta di fare interventi di prevenzione graduale su zone ritenute prioritarie sembra essere in ogni caso conveniente, rispetto a qualsiasi altra strategia.

Riferimenti

- Acocella V., 2000. Space accommodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy). *Terra Nova*, 12, 149-155.
- Acocella V., Funiciello R., 2006. Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism. *Tectonics*, 25, TC2003, doi:10.1029/2005TC001845.
- Albarelo D., Bosi V., Bramerini F., Lucantoni A., Naso G., Peruzza L., Rebez A., Sabetta F., Slejko D., 2000. Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale. *Quaderni di Geofisica*, 12, 1-7.
- Albarelo D., Bramerini F., D'Amico V., Lucantoni A., Naso G., 2002. Italian intensity hazard maps: a comparison of results from different methodologies. *Boll.Geofis.Teor.Appl.*, 43, 249-262.
- Albini P., 2004. A survey of past earthquakes in the Eastern Adriatic (14th to early 19th century). *Ann. Geophysics*, 47, 675-703.
- Aldinucci M., Brogi A., Sandrelli F., 2005. The metamorphic units of the eastern side of Monte Leoni (Northern Apennines, Italy). *Boll.Soc.Geol. It.*, 124, 313-332.
- Aliaj S., 2006. The Albanian orogen: convergence zone between Eurasia and the Adria microplate. In: Pinter N. et al. (Eds.), *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, Springer, 133-149.
- Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B., Boucher C., 2007. ITRF2005: a new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *J.Geophys.Res.*, 112, B09401 doi:10.1029/2007JB004949.
- Ambrosetti P., Carboni M.G., Conti M.A., Costantini A., Esu D., Gandin A., Girotti O., Lazzarotto A., Mazzanti M., Nicosia U., Parisi G., Sandrelli F., 1978. Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore. *Mem.Soc.Geol.It.*, 19, 573-580.
- Ambrosetti P., Bosi C., Carraro F., Ciaranfi N., Panizza M., Papani G., Vezzani L., Zanferrari A., 1983. Neotectonic map of Italy. CNR-PFG, *Quaderni della Ricerca Scientifica CNR*, 4.
- Amoruso A., Crescentini L., Scarpa R., 1998. Inversion of source parameters from near- and far-field observations: an application to the 1915 Fucino earthquake, central Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.*, 103, 29989-29999.
- Amoruso A., Crescentini L., Scarpa R., 2005. Faulting geometry for the complex 1980 Campania-Lucania earthquake from levelling data. *Geophys.J.Int.*, 162, 156-168.
- Anderson D.L., 1975. Accelerated plate tectonics. *Science*, 167, 1077-1079.
- Anderson H., Jackson J., 1987. Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys. J.R.Astron.Soc.* 91, 937-983.
- Anzidei M., Boschi E., Cannelli V., Devoti R., Esposito A., Galvani A., Melini D., Pietrantonio G., Riguzzi F., Sepe V., Serpelloni E., 2009. Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from GPS data. *Geophys. Res. Lett.* 36, L17307, doi:10.1029/2009GL039145.
- Antiga R., Moretti A., Patacca E., Scandone P., Torre R., 1988. Studio geologico-strutturale della Garfagnana ai fini di una migliore caratterizzazione sismo tettonica dell'area. Rapporto interno ENEL - Dip.to di Scienze della Terra, Pisa, pp.68.
- Aqué R., Brogi A., Lazzarotto A., Costantini A., 2007. Three-dimensional visualisation of a faulted fold system from the inner Northern Apennines (i.e. southern Tuscany, Serre di Rapolano, Italy). *Rend. Soc. Geol. It.*, 5, 39-40.
- Argnani A., Bernini M., Di Dio G.M., Papani G., Rogledi S., 1997. Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy). *Il Quaternario*, 10, 595-602.
- Argnani A., Barbacini G., Bernini M., Camurri F., Ghielmi M., Papani G., Rizzini F., Rogledi S., Torelli L., 2003. Gravity tectonics driven by Quaternary uplift in the Northern Apennines: insights from the La Spezia-Reggio Emilia geotranssect. *Quaternary Int.*, 101-102, 13-26.
- Ascione A., Cinque A., Improta L., Villani F., 2003. Late Quaternary faulting within the Southern Apennines seismic belt: new data from Mt. Marzano area (southern Italy). *Quaternary Int.*, 101-102, 27-41.
- Ascione A., Caiazza C., Cinque A., 2007. Recent faulting in Southern Apennines (Italy): geomorphic evidence, spatial distribution and implications for rates of activity. *Boll.Soc.Geol.It. (It. J. Geosciences)*, 126, 293-305.
- Ascione A., Cinque A., Miccadei E., Villani F., 2008. The Plio-Quaternary uplift of the Apennines Chain: new data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2007.07.022.
- Atzori S., Hunstad I., Chini M., Salvi S., Tolomei C., Bignami C., Stramondo S., Trasatti E., Antonioli A., Boschi E., 2009. Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy). *Geophys.Res.Lett.*, 36, L15305. doi:10.1029/2009GL039293.
- Balestrieri M.L., Bernet M., Brandon M.T., Picotti V., Reiners P., Zattin M., 2003. Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines. *Quaternary Int.*, 101-102, 67-73.
- Baratta M., 1983. *I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana (ristampa anastatica dell'edizione 1901, Torino)*. Arnaldo Forni Editore, Bologna, pagg. 960.
- Bartole R., 1995. The North Tyrrhenian-Northern Apennines post collisional system: constraints for a

- geodynamical model. *Terra Nova*, 7, 7-30.
- Bartolini C., 1999. An overview of Pliocene to present-day uplift and denudation rates in the Northern Apennine. In: Smith B.J., Whalley W.B., Warke P.A. (Eds.), *Uplift, erosion and stability: Prospective on long-term landscape development*. Geol. Soc. of London, Special Publication 162, pagg. 1-7.
- Bartolini C., 2003. When did the Northern Apennine become a mountain chain? *Quaternary Int.*, 101-102, 75-80.
- Bartolini C., Pranzini G., 1979. Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 97 (S. Marcello Pistoiese), 105 (Lucca) e 106 (Firenze). *Nuovi Contr. Carta Neotettonica dell'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica*, 251, 481-523.
- Bartolini C., D'Agostino N., Dramis F., 2003. Topography, exhumation, and drainage network evolution of the Apennines. *Episodes*, 26, 212-216.
- 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.
- Batini F., Bertini G., Gianelli G., Nicolich R., Pandeli E., Puxeddu M., 1986. Deep structure of the geothermal region of the Monte Amiata Volcano (Tuscany, Italy). *Mem.Soc.Geol.It.*, 35, 755-759.
- Beeler N.M., Lockner D.A., 2003. Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: Effects of periodic probability of earthquake occurrence. *J. Geophys. Res.*, 108, 2391. doi:10.1029/2001JB001518.
- Benetatos C., Kiratzi A., 2006. Finite-fault slip models for the 15 April 1979 (Mw 7.1) Montenegro earthquake and its strongest aftershock of 24 May 1979 (Mw 6.2). *Tectonophysics*, 421, 129-143.
- Benini A., Martelli L., Amorosi A., Martini A., Severi P., Cazzoli M.A., Vaiani S.C., 2009a. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 239 Faenza. SELCA, Firenze, pp. 108.
- Benini A., Cremonini G., Martelli L., Cibin U., Severi P., Bassetti M.A., Ghiselli F., Vaiani S.C., 2009b. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 255 Cesena. SELCA, Firenze, pagg. 128.
- Benvenuti M., 1997. Physical stratigraphy on the fluvial-lacustrine Mugello basin (Pleistocene, Northern Apennines, Italy). *Giornale di Geologia*, 59, 91-111.
- Benvenuti M., 2003. Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene-Pleistocene Mugello basin, central Italy. *Sedimentary Geol.*, 157, 197-234.
- Berardi R., Petrunaro C., Zonetti L., Magri L., Mucciarelli M., 1993. Mappe di sismicità per l'area italiana, ISMES/ENEL, pp. 51.
- Bernini M., 1988. Il bacino dell'alta Val Magra: primi dati mesostrutturali sulla tettonica distensiva. *Boll. Soc.Geol.It.*, 107, 355-371.
- Bernini M., Papani G., 2002. La distensione della fossa tettonica alla Lunigiana nord-occidentale (con Carta Geologica alla scala 1:50.000). *Boll.Soc.Geol.It.*, 121, 313-341.
- Bertani R., 2005. World geothermal power generation in the period 2001-2005. *Geothermics*, 34, 651-690.
- Boccaletti M., Coli M., 1983. La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione. *Mem.Soc. Geol.It.*, 25, 51-62.
- Boccaletti M., Sani F., 1998. Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines. *Tectonics*, 17, 112-130.
- Boccaletti M., Corti G., Gasperini P., Piccardi L., Vannucci G., Clemente S., 2001. Active tectonics and seismic zonation of the urban area of Florence, Italy. *Pure Appl.Geophys.*, 158, 2313-2332.
- Boccaletti M., Martelli L. (Coords) 2004. Carta sismo-tettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000 e note illustrative. Selca, Firenze.
- Boccaletti, M., Corti, G., Martelli, L., 2010. Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy). *Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau)*, doi: 10.1007/s00531-010-0545-y.
- Bommer J.J., Stafford P.J., Akkar S., 2010. Current empirical ground-motion prediction equations for Europe and their application to Eurocode 8. *Bull. Earthquake Engineering*, 8, 5-26. doi 10.1007/s10518-009-9122-9.
- Boncio P., Lavecchia G., 2000. A structural model for active extension in Central Italy. *J. Geodynamics*, 29, 233-244.
- Boncio P., Brozzetti F., Lavecchia G., 2000. Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy. *Tectonics*, 19, 1038-1055.
- Boncio P., Bracone V., 2009. Active stress from earthquake focal mechanisms along the Padan-Adriatic side of the Northern Apennines (Italy), with considerations on stress magnitudes and pore-fluid pressures. *Tectonophysics*, 476, 180-194.
- Bonini M., 1999. Basement-controlled Neogene polyphase cover thrusting and basin development along the Chianti Mountains ridge (Northern Apennines, Italy). *Geol. Magazine*, 136, 133-152.
- Bonini M., 2007. Interrelations of mud volcanism, fluid venting, and thrust-anticline folding: examples from the external Northern Apennines (Emilia Romagna, Italy). *J.Geophys.Res.*, 112, B08413, doi:10.1029/2006JB004859.
- Bonini M., Sani F., 1993. Analisi strutturale dei depositi pleistocenici dell'area di Firenze e di Rignano sull'Arno (Valdarno Superiore), con considerazioni generali sulle deformazioni quaternarie dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc.Geol.It.*, 112, 573-593.
- Bonini M., Sani F., 2002. Extension and compression in the Northern Apennines (Italy) hinterland: evidence from the late Miocene-Pliocene Siena-Radicofani basin and its relations with basement

- structures. *Tectonics*, 21, 1-35.
- Bonini M., Tanini C., 2009. Tectonics and Quaternary evolution of the Northern Apennines watershed area (upper course of Arno and Tiber rivers, Italy). *Geological J.*, 44, 2-29, doi:10.1002/gj.1122.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G., Valensise G. (Eds), 1995. *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING, Roma - SGA, Bologna, pp. 973.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G., Gasperini P. (Eds), 1997. *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING, Roma - SGA, Bologna, pagg. 644.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G., Gasperini P., 2000. *Catalogue of Strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1997*. ING-SGA, CD-ROM.
- Bosellini A., 2004. The western passive margin of Adria and its carbonate platforms. Special volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, 79-92.
- Bossio A., Costantini A., Foresi L.M., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1996. Studi preliminari sul sollevamento della Toscana meridionale dopo il Pliocene Medio. *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec. 1, 87-91.
- Bossio A., Costantini A., Foresi L.M., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Pascucci V., Salvatorini G., Sandrelli F., Terzuoli A., 1998. Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the Northern Apennines (Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 513-525.
- Bossio A., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 2000. Studi preliminari sul sollevamento della Toscana meridionale dopo il Pliocene Medio. *Studi Geologici Camerti*, Volume Speciale, 1, 87-91.
- Bosquet J.-C., Grellet B., Sauret B., 1993. Neotectonic setting of the Benevento area: comparison with the epicentral zone of the Irpinia earthquake. *Ann. Geofisica*, 36, 245-251.
- Briganti R., Ciufegni A., Coli M., Polimeni S., Pranzini G., 2003. Underground Florence: Plio-Quaternary geological evolution of the Florence area. *Boll.Soc.Geol.It.*, 12, 435-445.
- Brogi A., 2008. The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension. *Int. J. Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 97, 677-703. doi:10.1007/s00531-007-0191-1.
- Brogi A., 2010. Bowl-shaped basin related to low-angle detachment during continental extension: the case of the controversial Neogene Siena Basin (central Italy, Northern Apennines). *Tectonophysics*, 499, 54-76.
- Brogi A., Capezzuoli E., 2006. La fissure-ridge di travertino delle Terme di S. Giovanni (Rapolano Terme, Toscana meridionale) e sue implicazioni tettoniche. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, 89-93.
- Brogi A., Fabbrini L., 2009. Extensional and strike-slip tectonics across the Monte Amiata-Monte Cetona transect (Northern Apennines, Italy) and seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 476, 195-209.
- Brogi A., Costantini A., Lazzarotto A., 2002. Structural setting of the Rapolano-Trequanda ridge (Southern Tuscany, Italy). *Boll.Soc.Geol.It.*, 1, 757-767.
- Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Ranalli G., 2003. Extensional shear zones as imaged by reflection seismic lines: the Larderello geothermal field (Central Italy). *Tectonophysics*, 363, 127-139.
- Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Ranalli G., 2005. Crustal structures in the geothermal areas of southern Tuscany (Italy): insights from the CROP 18 deep seismic reflection lines. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 148, 60-80.
- Brozzetti F., Salvatore A., 2005. Quaternary extensional fault systems from Northern and Southern Apennines: similarities and differences. *Rend. Soc. Geol. It.*, 1, 58, 60.
- Brozzetti F., Boncio P., Di Naccio D., Lavecchia G., Tinari D. P., Torelli L., Bernini M., Eva E., Solarino S., 2007. A multidisciplinary approach to the seismotectonics of the Lunigiana and Garfagnana extensional basins (Northern Tuscany, Italy). *Rend. Soc. Geol. It. - Nuova Serie*, 5, 88-89.
- Brozzetti F., Boncio P., Lavecchia G., Pace B., 2009. Present activity and seismogenetic potential of a low-angle normal fault system (Città di Castello, Italy): Constraints from surface geology, seismic reflection data and seismicity. *Tectonophysics*, 463, 31-46.
- Buonasorte G., Fiordelisi A., Pandeli E., Rossi U., Sollevati F., 1987. Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-Neogene autochthonous sedimentary sequence of Northern Latium. *Periodico di Mineralogia*, 56, 111-122.
- Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P., Pizzi A., 1999. Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118, 125-139.
- Calamita F., Esetime P., Viandante M.G., 2005. Tectonic setting of the Central-Southern Apennines. *Rend. Soc. Geol. Ital. - Nuova Serie*, 1, 66-68.
- Camassi R., Stucchi M., 1997. NT4.1.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. GNDT, Milano, pagg. 99.
- Camassi R., Ercolani E., Mirto C., Stucchi M., 2000. Analisi e confronti verso la nuova mappa delle massime intensità macrosismiche osservate. In: *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, a cura di F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez. CNR-GNDT, 345-355.
- Cantini P., Testa G., Zanchetta G., Cavallini R., 2001. The Plio-Pleistocene evolution of extensional tectonics in Northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo Basin (lower Arno Valley, Italy). *Tectonophysics*, 330, 25-43.
- Capecchi F., Guazzone G., Pranzini G., 1975a. Il bacino lacustre di Firenze-Prato-Pistoia. *Geologia del sottosuolo e ricostruzione evolutiva*. *Boll. Soc. Geol.*

- It., 94, 637-660.
- Capecchi F., Guazzone G., Pranzini G. 1975b. Ricerche geologiche e idrogeologiche nel sottosuolo della pianura di Firenze. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 661-692.
- Carmignani L., Lazzarotto A. (Coordinatori), 2004. Carta Geologica della Toscana/Geological Map of Tuscany (Italy) 1:250000. Regione Toscana, Direzione delle Politiche Territoriali e Ambientali-Servizio Geologico.
- Castelli V., Bernardini F., 2006. Unearthing earthquakes in the sienese crete: how we improbe the seismic catalogue of a low-seismicity area. 2006. 1st ECEES, Geneva, Switzerland, 837, 1-9.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A., 2006. CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV, Centro Nazionale Terremoti, Roma (<http://csi.rm.ingv.it/>).
- Castenetto S., Sebastiano M., 2004. Mugello, 29 Giugno 1919: sui luoghi del terremoto. Regione Toscana, pagg. 255.
- Cavasino A., 1935. I terremoti d'Italia nel trentacinquennio 1899-1933, Memorie del Regio Ufficio Centrale di Meteorologia e Geofisica, s. III, appendice al vol. 4.
- Celebi M., Bazzurro P., Chiaraluce L., Clemente P., Decanini L., De Sortis A., Ellsworth W., Gorini A., Kalkan E., Marcucci S., Milana G., Mollaioli F., Oliveri M., Paolucci R., Rinaldis D., Rovelli A., Sabetta F., Stephens C., 2010. Recorded motion of the 6 April 2009 M_w 6.3 L'Aquila, Italy, earthquake and implications for building structural damage: overview. *Earthquake Spectra*, 26, 3, 651-684.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E., Turco E., 1997. Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. *Tectonophysics*, 272, 43-68.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E., 1998. The crustal fault structure responsible for the 1703 earthquake sequence of central Italy. *J. Geodynamics*, 26, 443-460.
- Cenni N., Viti M., Baldi P., Mantovani E., Ferrini M., D'Intinosante V., Babbucci D., Albarello D., 2008. Short-term (geodetic) and long-term (geological) velocity fields in the Northern Apennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, 127, 93-104.
- Cenni N., Mantovani E., Baldi P., Viti M., 2012. Present kinematics of Central and Northern Italy from continuous GPS measurements. Sottomesso al *Journal of Geodynamics*.
- Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., Sarti G., 2001. The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex. *Geological J.*, 36, 39-54.
- Cerrina Feroni A., Leoni L., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., 2002. Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna-CNR, Pisa - SELCA, Firenze.
- Cheloni D., D'Agostino N., D'Anastasio E., Avallone A., Mantenuto S., Giuliani R., Mattone M., Calcaterra S., Gambino P., Dominici D., Radicioni F., Castellini G., 2010. Coseismic and initial post-seismic slip of the 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements. *Geophys. J. Int.* 181, 1539-1546.
- Ciarapica G., Passeri L., 2005. Late Triassic and Early Jurassic sedimentary evolution of the Northern Apennines: an overview. *Boll. Soc. Geol. It.* 124, 189-201.
- Cinque A., Ascione A., Caiazza C., 2000. Distribuzione spazio temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino Meridionale. In: Galadini F., Meletti C., Rebez A. (Eds.), *Ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. CNR-GNDT Special Publication, Rome, 203-218.
- Collettini C., Barchi M.R., 2002. A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity. *Tectonophysics*, 359, 97-115.
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C., 2009a. Fault zone fabric and fault weakness. *Nature* 462, 907-910, doi:10.1038/nature08585.
- Collettini C., Viti C., Smith S.A.F., Holdsworth R.E., 2009b. Development of interconnected talc networks and weakening of continental low-angle normal faults. *Geology* 37, 567-570, doi: 369 10.1130/G25645A.1.
- Comninakis P.E., Papazachos B.C., 1986. Catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1985. *Geophys. Lab. Pub.* 1, University of Thessaloniki (Greece).
- Compagnoni B., Galluzzo F., 2004. Geological map of Italy 1:250.000 scale. Especially printed for the 32nd international geological congress. S.EL.CA, Florence, Italy.
- Cornamusini, G., A. Lazzarotto, S. Merlini, and V. Pascucci, 2002. Eocene-Miocene evolution of the north Tyrrhenian Sea. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Spec. 1, 769-787.
- Cornell C. A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- Costa M., 2003. The buried, Apenninic arcs of the Po Plain and Northern Adriatic Sea (Italy): a new model. *Boll. Soc. Geol. It.*, 122, 3-23.
- Costantini A., Lazzarotto A., Sandrelli F., 1982. Conoscenze geologico strutturali, il Graben di Siena. *CNR - PFE - RF9*, 11-32.
- Costantini A., Decandia F.A., Lazzarotto A., Sandrelli F., 1988. L'unità di Monticiano-Roccastrada fra la Montagnola senese ed il Monte Leoni (Toscana meridionale). *Atti Tic. Sc. Terra* 31, 382-420.
- Costantini A., Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzei R., Pascucci V., Salvatorini G., Sandrelli F., 2009. Note illustrative della carta geologica d'Italia scala 1:50.000, foglio 296, Siena. SELCA, LAC, System Cart, pp. 129.
- D'Amico V., Albarello D., 1999- The problem of regionalization in the study of magnitude-intensity correspondences in the Mediterranean area: a distribution-free approach. *Pure Appl. Geophys.*, 156, 651-665.
- De Alteriis B., 1995. Different foreland basins in Italy:

- examples from the central and southern Adriatic Sea, *Tectonophysics*, 252, 349-373.
- Decanini L., Gavarini C., Mollaioli F., 1995. Proposta di definizione delle relazioni tra intensità macrosismica e parametri del moto del suolo. 7° Convegno Nazionale L'ingegneria sismica in Italia, Siena, 1, 63-72.
- De Ferrari R., Ferretti G., Barani G., Spallarossa D., 2010. Investigation on the 1920 Garfagnana earthquake (Mw=6.5): evidences of site effects in Villa Collemadina (Tuscany, Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 30, 1417-1429.
- Delle Donne D., Piccardi L., Odum J.K., Stephenson W.J., Williams R.A., 2007. High resolution shallow reflection seismic image and surface evidence of the Upper Tiber Basin active faults (Northern Apennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 126, 323-31.
- De Paola N., Mirabella F., Barchi M.R., Burchielli F., 2006. Early orogenic normal faults and their reactivation during thrust belt evolution: the Gubbio fault case study, Umbria-Marche Apennines (Italy). *J. Structural Geol.*, 28, 1948-1957.
- De Paola N., Collettini C., Faulkner D.R., Trippetta F., 2008. Fault zone architecture and deformation processes within evaporitic rocks in the upper crust. *Tectonics*, 27, TC4017, doi:10.1029/2007TC002230.
- Devoti R., Riguzzi F., Cuffaro M., Doglioni C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 273, 163-174.
- Di Bucci D., Massa B., Tornaghi M., Zuppetta A., 2005. Structural setting of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (southern Italy) from surface and subsurface data. *J. Geodynamics*, 40, 294-315.
- Di Naccio D., Boncio P., Brozzetti F., Pazzaglia F.J., 2009. Morphotectonics of the Lunigiana-Garfagnana Plio-Quaternary grabens (Northern Apennines). *Rend. online Soc. Geol. It.*, 5, 70-72.
- D'Orazio M., Innocenti F., Serri G., Petrini R., 1994. Il vulcano di Radicofani nel quadro del magmatismo neogenico-quadernario dell'Appennino settentrionale. *Studi Geologici Camerti*, 1, 79-92.
- Elsasser W.M., 1969. Convection and stress propagation in the upper mantle. In: *The application of modern physics to the Earth and planetary interiors*. Runcorn S.K. (ed), Wiley-Interscience, New York, pagg. 223-246.
- Elter F.M., Sandrelli F., 1994. La fase post-nappe nella Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino settentrionale. *Atti Tic. Sc. Terra*, 37, 173-193.
- Esestima P., D'Arcangelo S., Paltrinieri W., Calamita F., 2006. Strutture traspressive della catena Apulo sepolta (Appennino meridionale, settore campano-molisano). *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, Nuova Serie, 135-137.
- Faccioli E., Cauzzi C., 2006. Macro seismic intensities estimated from instrumentally based correlations. *Proc. First European Earthquake Engineering and Seismology*, pp. 569.
- Farabegoli E., Benini A., Martelli L., Onorevoli G., Severi P., 1991. Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico. *Mem. Descr. Carta Geologica D'Italia*, 56, 165-184.
- Fazzini P., 1964. Geologia dell'Appennino toscano-emiliano tra il Passo dei Mandrioli e il Passo della Calla. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, 219-258.
- Fazzuoli M., Pandeli E., Sani F., 1994. Considerations of the sedimentary and structural evolution of the Tuscan domain since early Liassic to Tortonian. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 31-50.
- Fazzuoli M., Sani F., Ferrini G., Garzonio C.A., Sguzzoni G., Becarelli S., Burchielli G., Mannori G., 1998. Geologia del nucleo Mesozoico della Val di Lima (province di Pistoia e Lucca, Appennino settentrionale) note illustrative della carta geologica (scala 1:25.000). *Boll. Soc. Geol. It.*, 117, 479-535.
- Federici P.R., Mazzanti R., 1988. L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno inferiore. *Boll. Soc. Geogr. It.*, 5, 573-615.
- Feigl K.L., Thatcher W., 2006. Geodetic observations of post-seismic transients in the context of the earthquake deformation cycle. *C.R. Geoscience*, 338, 1012-1028.
- Ferrari L.C.S., Burlamacchi L., Manetti P., 1996. Volcanological evolution of the Monte Amiata, southern Tuscany: new geological and petrochemical data. *Acta Volcanologica*, 8, 1, 41-56.
- Finetti I.R., M. Boccaletti, M. Bonini, A. Del Ben, M. Pipan, A. Prizzon, F. Sani, 2005. Lithospheric Tectono-Stratigraphic Setting of the Ligurian Sea-Northern Apennines-Adriatic Foreland from Integrated CROP Seismic Data. In: Finetti I.R. (Ed.), *Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*, CROP PROJECT, Elsevier, Chapter 8, 119-158.
- Finetti I.R., 2006. Basic regional crustal setting and superimposed local pluton-intrusion-related tectonics in the Larderello-M. Amiata geothermal province, from integrated CROP seismic data. *Boll. Soc. Geol. It.*, 125, 117-146.
- Finetti I.R., 2008. Geophysical exploration contribution to the understanding of Messina Straits tectono-dynamics and 1908 earthquake seismogenesis. *Environmental Semeiotics*, 1, 278-293.
- Freed A.M., Ali S.T., Burgmann R., 2007. Evolution of stress in southern California for the past 200 years from coseismic, postseismic and interseismic stress changes. *Geophys. J. Int.*, 169, 1164-1179.
- Frohlich C., Apperson D., 1992. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of the seismic activity near plate boundaries. *Tectonics*, 11, 279-296.
- Funiciello R., Parotto M., Praturlon A., 1981. Carta Tettonica d'Italia, scala 1:1500000. CNR-PFG, Pubbl. n. 269, Grafica Editoriale Cartografica, Roma.
- Galadini F., Poli M.E., Zanferrari A., 2005. Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern southern

- Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophys. J. Int.*, 161, 739-762.
- Galli P., Scionti V., 2006. Two unknown M>6 historical earthquakes revealed by palaeoseismological and archival researches in eastern Calabria (southern Italy). *Seismotectonic implications*. *Terra Nova*, 18, 44-49, doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00658.x
- Galli P.A.C., Naso J.A., 2009. Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy): paleoseismological and archaeoseismological indications from the Aquae Iuliae fault. *J. Structural Geol.*, 31, 128-149.
- Galligani U., 1971. Paleosuoli e terrazzo fluviali in Casentino. *Mem. Soc. Geol. It.*, 10, 247-256.
- Gasparini C., Giorgetti E., Parotto M., 1984. Il terremoto in Italia. Cause, salvaguardia, interventi. *La Nuova Italia Scientifica*, Roma, 227 pagg.
- Gasperini P., Bernardini G., Valensise G., Boschi E., 1999. Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 94-110.
- Gelmini R., 1974. Studio fotogeologico del bacino neogenico senese (Toscana meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 837-860.
- Ghelardoni R., Giannini E., Nardi R., 1968. Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici. *Mem. Soc. Geol. It.*, 7, 91-106.
- Giannini E., 1955. Osservazioni sulla geologia del bacino della Fine e delle colline fra Rosignano Marittimo e la valle della Cecina. *Boll. Soc. Geol. It.*, 74, 297-316.
- Giannini E., 1962. Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno). *Boll. Soc. Geol. It.*, 81, 99-224.
- Giannini E., Nardi R., Tongiorgi M. 1962. Osservazioni sul problema della Falda Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 81, 17-98.
- Gómez Capera A.A., 2006. Utilizzo dei dati macrosismici per la determinazione dei parametri delle sorgenti sismogenetiche e la valutazione della pericolosità sismica. Tesi in Dottorato di Ricerca in Scienze Geologiche e Geotecnologie per l'Ambiente e il Territorio - XVIII Ciclo, Università degli Studi di Milano-Bicocca, Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, pagg. 160.
- Gómez Capera A.A., Albarello D., Gasperini P., 2007. Deliverable D11-Aggiornamento relazioni fra l'intensità macrosismica e PGA. Progetto DPC-INGV S1 (<http://esse1.mi.ingv.it/d11.html>).
- Gomez Capera A.A., Meletti C., Rebez A., Stucchi M., 2008. Seismic hazard assessment in terms of macroseismic intensity for the Italian area. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano-Pavia, pp. 33.
- Gomez Capera A.A., D'Amico V., Meletti C., Rovida A., Albarello D., 2010. Seismic hazard assessment in terms of macroseismic intensity in Italy: a critical analysis from the comparison of different computational procedures. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100, 1614-1631, doi: 10.1785/0120090212.
- Grünthal G. (ed.), 1998. *European Macroseismic Scale 1998*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Seismologie, Conseil de l'Europe.
- Gruppo di lavoro CPTI, 2004. *Catalogo parametrico dei terremoti italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>).
- Gruppo di Lavoro MPS, 2004. *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dip.to della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma*, pp. 65 (<http://zonesismiche.mi.ingv.it/>).
- Guidoboni E., Comastri A., 2005. *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, pagg. 1037.
- Guidoboni E., Comastri A., Traina G., 1994. *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to 10th century*. Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, Italy.
- Guidoboni E., Comastri A., Boschi E., 2005. The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): A critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany). *J. Geophys. Res.*, 110, B12309, doi:10.1029/2005JB003683.
- Holzer T. L., 1994. Loma Prieta damage largely attributed to enhanced ground shaking. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 75, 299-301.
- Jackson J., McKenzie D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Karato S.I., 2008. *Deformation of earth materials*. Cambridge University Press, UK, 474 pagg.
- Karnik V., 1969. *Seismicity of the European Area, Part I and II*. Reidel, Dordrecht.
- Landuzzi A., 1991. Structural setting and landforms in the marnoso-arenacea of the Alta Romagna Apennines (Italy): an approach to neo-tectonics. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 581-600.
- Laurenzi M.A., Villa I.M., 1991. The age or the early volcanic activity at Monte Amiata volcano, Tuscany: evidence for a paleomagnetic reversal at 300 Ka BP. *Plinius*, 6, 160-161.
- Liotta D., 1991. The Arbia-Val Marecchia line, Northern Apennines. *Ecolgae Geol. Helv.*, 84, 413-430.
- Liotta D., 1994. Structural features of the Radicofani basin along the Piancastagnaio (Mt. Amiata) - S. Casciano dei Bagni (Mt. Cetona) cross section. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 401-408.
- Liotta D., 2002. Stratigraphic and structural outline of the Montagnola Senese area (Southern Tuscany). *Boll. Soc. Geol. It.*, 1, 705-713.
- 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>).
- Losacco U., 1963. Osservazioni geologiche sulla parte

- settentrionale e centrale della catena di Pratomagno. *Boll. Soc. Geol. It.*, 82, 291-404.
- Majer E.L., Baria R., Stark M., Oates S., Bommer J., Smith B., Asanuma H., 2007. Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics*, 36, 185-222.
- Makropoulos K.C., Burton P.W., 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 65, 741-762.
- Mantovani E., 2005. Evolutionary reconstruction of the Medietranean region: extrusion tectonics driven by plate convergence. In Finetti I.R. (ed.), *Deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy, CROP PROJECT*, Elsevier, 32, 705-746.
- Mantovani E., Cenni N., Albarello D., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., D'Onza F., 2001. Numerical simulation of the observed strain field in the central-eastern Mediterranean region. *J. Geodynamics*, 3, 519-556.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., 2007a. Major evidence on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines arc-trench-back-arc system from CROP seismic data. *Boll. Soc. Geol. It.*, 126, 459-471.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., 2007b. Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. *Ann. Geophysics*, 50, 311-336.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Vannucchi A., 2008. Long-term prediction of major earthquakes in the Calabrian Arc. *Environmental Semeiotics*, 1, 190-207. doi: 10.3383/es.1.2.3.
- Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Viti M., 2009a. A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines system: Implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines. *Tectonophysics*, 476, 22-40.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Ferrini M., D'Intinosante V., Cenni N., 2009b. Quaternary geodynamics of the Apennine belt. *Il Quaternario*, 22, 97-108.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., Cenni N., Vannucchi A., 2010a. Long-term earthquake triggering in the southern and Northern Apennines. *J. Seismology*, 14, 53-65.
- Mantovani E., Cenni N., Baldi P., Viti M., 2010b. Misure GPS nell'Italia centro-settentrionale per la stima deterministica della pericolosità sismica. *Ingegneria Sismica*, 27, 3, 66-73.
- 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 Regione Toscana, Firenze, pp.88.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., 2012. Vannucchi A. Middle term prediction of earthquakes in Italy: some remarks on empirical and deterministic approaches. In stampa sul Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, doi: 10.4430/bgta00XX.
- Marinelli G., Barberi F., Cioni R., 1993. Sollevamenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del Lazio settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, 279-288.
- Mariotti D., Guidoboni E., 2006. Seven missing damaging earthquakes in Upper Valtiberina (Central Italy) in 16th-18th century: research strategies and historical sources. *Ann. Geophysics*, 49, 1139-1155.
- Marroni M., Mazzanti R., Nencini C., 1990. Geologia e morfologia delle Colline Pisane. *Quaderni del Museo di storia Naturale di Livorno, Supplemento 1 al Vol. 11*, 1-40.
- Martelli L., Camassi R., Catanzariti R., Fornaciari E., Peruzza L., Spadafora E., Rio D., 2002. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 265 Bagno di Romagna. SELCA, Firenze, pagg. 108.
- Martini I.P., Sagri M., 1993. Tectono-sedimentary characteristics of late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth Science Reviews*, 34, 197-133.
- Martini I.P., Sagri M., Colella A., 2001. Neogene-Quaternary basins of the inner Apennines and Calabrian arc. In: Vai G.B., Martini I.P. (eds), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Acad. Pub., London, pp. 375-400.
- McGuire R. K., 1978. FRISK: Computer program for seismic risk analysis using faults as earthquake sources. U. S. Geol. Surv. Open File Report, 78-1007, pp. 71.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P., 2000. Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pure Appl. Geophys. (PAGEOPH)*, 157, 11-35.
- Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucchi G., Boschi E., 2008. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics*, 450, 85-108.
- Menichetti M., 1992. Evoluzione tettonico-sedimentaria della valle di Gubbio. *Studi Geologici Camerti, Vol. Spec.*, 155-163.
- Minissale A., Magro G., Vaselli O., Verrucchi C., Perticone I., 1997. Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy). *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 79, 223-251.
- Molin D., Stucchi M., Valensise G., 1996. Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni Italiani. Elaborato per il Dipartimento della Protezione Civile (http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/IMAX/max_int_oss.html).
- Monachesi G., Stucchi M., 1997. DOM4.1 - an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area (<http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>).
- Moretti I., Royden L., 1988. Deflection, gravity anomalies and tectonics of doubly subducted continental lithosphere: Adriatic and Ionian Seas. *Tectonics*, 7, 875-893.

- Morewood N.C., Roberts G.P., 2000. The geometry, kinematics and rates of deformation within an en echelon normal fault segment boundary, central Italy. *J. Structural Geol.*, 22, 1027-1047.
- Mulgaria F., Castellaro S., Rossi P.L., 2007. Effetti di sito e Vs30: una risposta alla normativa antisismica. *Il Geologo dell'Emilia Romagna*, 25, 25-38.
- Musson R.M.W., Grünthal G., Stucchi M., 2010. The comparison of macroseismic intensity scales. *J. Seismology*, 14, 413-428.
- Niemeijer A.R., Spiers C.J., 2007. A microphysical model for strong velocity weakening in phyllosilicate-bearing fault gouges. *J. Geophys. Res.*, 112, B10405. doi:10.1029/2007JB005008.
- Nirta G., Pandeli E., Principi G., Bertinin G., Cipriani N., 2005. The Ligurian units of southern Tuscany. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. spec., 3, 29-54.
- Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Oliveira C.S., 2003. Seismic Vulnerability of Historical Constructions: A Contribution. *Bull. Earthquake Engineering*, 1, 37-82.
- Oliveira C.S., Navarro M., 2010. Fundamental periods of vibration of RC buildings in Portugal from in-situ experimental and numerical. *Bull. Earthquake Engineering*, 8, 609-642.
- Pace B., Buncio P., Lavecchia G., 2002. The 1984 Abruzzo earthquake (Italy): an example of seismogenic process controlled by interaction between differently oriented synkinematic faults. *Tectonophysics*, 350, 237-254.
- Pandeli E., Ferrini G., Lazzari D., 1994. Lithofacies and petrography of the macigno formation from the Abetone to the Monti del Chianti areas (Northern Apennines). *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 321-329.
- Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M., Monechi S., 2005. The sub-Ligurian and Ligurian units of the Mt. Amiata geothermal region (southeastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data and insights into their relationships with the Tuscan Nappe. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Spec. 3, 55-71.
- Panet I., Mikhailov V., Diament M., Pollitz F., King G., de Viron O., Holschneider M., Biancal R., Lemoine J.-M., 2007. Coseismic and post-seismic signatures of the Sumatra 2004 December and 2005 March earthquakes in GRACE satellite gravity. *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x
- Paolucci R., Pacor F., Puglia R., Ameri G., Cauzzi C., Massa M., 2010. Record processing in ITACA, the new Italian strong-motion database. In: Akkar et al. (eds.), *Earthquake Data in Engineering Seismology*, Chapter 8, Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering Series, Vol. 14, Springer.
- Papadopoulos G.A., Karastakhis V., Charalampakis M., Fokaeps A., 2009. A storm of strong earthquakes in Greece during 2008. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 90, 425-426.
- Papazachos B.C., Comninakis P.E., 1982. A catalogue of historical earthquakes in Greece in and surrounding area. *Geophys. Lab. Publ. 5*, University of Thessaloniki (Greece).
- Pascucci V., Costantini A., Martini I.P., Dringoli R., 2006. Tectono-sedimentary analysis of a complex, extensional, Neogene basin formed on thrust-faulted, Northern Apennines hinterland: Radicofani basin, Italy. *Sedimentary Geol.*, 183, 71-97.
- Pascucci V., Martini I.P., Sagri M., Sandrelli F., 2007. Effects of transverse structural lineaments on the Neogene-Quaternary basins of Tuscany (inner Northern Apennines, Italy). In: Nichols G., Williams E., Paola C. (eds.), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: a Tribute to Peter Fried*. Special Publ. n.38 of the International Association of Sedimentology, 155-182.
- Pasolini C., Albarello D., Gasperini P., D'Amico V., Lolli B., 2006. The attenuation of seismic intensity in Italy: modelling and validation. *Proc. ECEES*, 124.
- Patacca E., Scandone P., Di Luzio E., Cavinato G.P., Parotto M., 2008. Structural architecture of the central Apennines: interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, 27, TC3006, doi:10.1029/2005TC001917.
- Peccerillo A., Martinotti G., 2006. The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance. *Terra Nova*, 18, 109-117.
- Piccardi L., Gaudemer Y., Tapponnier P., Boccaletti M., 1999. Active oblique extension in the central Apennines (Italy): evidence from the Fucino region. *Geophys. J. Int.*, 139, 499-530.
- Piccardi L., Tondi G., Cello G., 2006. Geo-structural evidence for active oblique extension in South-Central Italy. In: Pinter N., Greneczy G., Weber J., Stein S., Medak D. (eds.), *The Adria microplate: GPS geodesy, tectonics and Hazard*. NATO Science Series IV-Earth and Environmental Sciences, Springer, Vol. 61., pagg. 95-108.
- Piccinini D., Piana Agostinetti N., Roselli P., Ibs-von Seht M., Braun T., 2009. Analysis of small magnitude seismic sequence along the Northern Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 476, 136-144.
- Pizzi A., 2003. Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of the central Apennines fold-and-thrust belt, Italy. *Quaternary Int.* 101-102, 229-237.
- Pizzi A., Galadini F., 2009. Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the Northern-central Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 476, 304-319.
- Pollitz F.F., Burgmann R., Romanowicz B., 1998. Viscosity of oceanic asthenosphere inferred from remote triggering of earthquakes. *Science*, 280, 1245-1249.
- Pollitz F.F., Burgmann R., Banerjee P., 2006. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth. *Geophys. J. Int.*, 167, 397-420, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03018.x
- Pomposo G., Pizzi A., 2009. Evidenze di tettonica recente ed attiva nel settore esterno sepolto dell'Appennino centrale abruzzese. *Rend. online*

- Soc. Geol. It., 5, 176-178.
- Postpischl D. (Ed.) 1985. Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. CNR-PFG, pagg. 242.
- Rhoades T.A., Evison F.F., 1979. Long range earthquake forecasting based on a single predictor. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 59, 43-56.
- Romeo R.W., 2007. Le azioni sismiche e le categorie di sottosuolo. *Giornale di Geologia Applicata*, 6, 65-80.
- Rovida A., Camassi R., Gasperini P., Stucchi M. (eds.), 2011. CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Milano, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>).
- Rydelek P.A., Sacks I.S., 1990. Asthenospheric viscosity and stress diffusion: a mechanism to explain correlated earthquakes and surface deformation in NE Japan. *Geophys. J. Int.*, 100, 39-58.
- Ryder I., Parsons B., Wright T.J., Funning G.J., 2007. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modelling. *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03312.x
- 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. *Tectonophysics*, 476, 336-356.
- Savage H.M., Marone C., 2007. Effects of shear velocity oscillations on stick-slip behavior in laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 112, B02301, doi:10.1029/2005JB004238.
- Savelli C., 2000. Subduction-related episodes of K-alkaline magmatism (15-0.1 Ma) and geodynamic implications in the north Tyrrhenian-central Italy region: a review. *J. Geodynamics*, 30, 575-591.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J., 1984. Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from Wasatch and San Andreas fault zones. *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.
- Serri G., Innocenti F., Manetti P., 1993. Geochemical and petrological evidence of subduction of delamination Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of Central Italy. *Tectonophysics*, 223, 117-147.
- Shebalin N.V., Leydecker G., et al., 1998. Earthquake Catalogue for Central and Southeastern Europe 342 BC - 1990 AD. European Commission, Report No. ETNU CT 93 - 0087, Brussels.
- Slejko D., Peruzza L., Rebez A., 1998. Seismic hazard maps of Italy, *Ann. Geofisica*, 41, 183-213.
- Stacy S., Gombert J., Cocco M., 2005. Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, 110, B05S01, doi:10.1029/2005JB003692.
- Stein R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402, 605-609.
- Stucchi et alii, 2007. DBM104, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPT104. *Quaderni di Geofisica*, 49, pagg. 38 (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04>).
- Tansi C., Muto F., Critelli S., Iovine G., 2007. Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). *J. Geodynamics*, 43, 393-414.
- Tinti S., Maramai A., Graziani L., 2007. The Italian Tsunami Catalogue (ITC), Version 2, <http://www.ingv.it/servizierisorse/BD/catalogotsunami/catalogo-degli-tsunami-italiani>.
- Tondi E., Cello G., 2003. Spatiotemporal evolution of the Central Apennines fault system. *J. Geodynamics*, 36, 113-128.
- Valensise G., 2009. Faglie attive e terremoti: tempo di cambiare strategie. *Geoitalia*, 28, 12-17.
- Valensise G., Pantosti D., 2001. The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review. *J. Seismology*, 5, 287-306.
- Vannoli P., Basili R., Valensise G., 2004. New geomorphic evidence for anticlinal growth driven by blind-thrust faulting along the Northern Marche coastal belt (central Italy). *J. Seismology*, 8, 297-312.
- Vannucci G., 1999. Individuazione di strutture attive nell'Appennino centro-settentrionale sulla base di dati macrosismici storici. Tesi di Dottorato, Univ. degli Studi di Camerino.
- Vanossi M., Cortesogno L., Gaggero L., Galbiati B., Laureti L., Peloso G.F., 1994. Stratigrafia pre-oligocenica e paleogeografia. In: *Guide Geologiche Regionali 2-Alpi Liguri* (a cura della Società Geologica Italiana). BE-MA Editrice, pp. 17-33.
- Viti M., Albarello D., Mantovani E., 1997. Rheological profiles in the central-eastern Mediterranean. *Ann. Geofisica*, 40, 849-864.
- Viti M., D'Onza F., Mantovani E., Albarello D., Cenni N., 2003. Post-seismic relaxation and earthquake triggering in the southern Adriatic region. *Geophys. J. Int.*, 153, 645-657.
- Viti M., De Luca J., Babbucci D., Mantovani E., Albarello D., D'Onza F., 2004. Driving mechanism of tectonic activity in the Northern Apennines: quantitative insights from numerical modelling. *Tectonics*, 23, TC4003, doi:10.1029/2004TC001623.
- Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2006. Quaternary geodynamics and deformation pattern in the Southern Apennines: implications for seismic activity. *Boll. Soc. Geol. It.*, 125, 273-291.
- Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2009. Generation of trench-arc-back-arc systems in the Western Mediterranean region driven by plate convergence. *Boll. Soc. Geol. It.*, 128, 89-106.
- Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2011. Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean. *J. Geodynamics*, 51, 190-204, doi: 10.1016/j.jog.2010.02.006.
- Wang K., 1995. Coupling of tectonic loading and earthquake fault slips at subduction zones. *Pure Appl. Geophys.*, 145, 537-559.

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

Wesnousky S., 2006. Predicting the endpoints of

earthquake ruptures. *Nature*, 444, 358-360, doi:10.1038/nature05275.

Zappaterra E., 1990. Carbonate paleogeographic sequences of the periadriatic region. *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 5-20.