

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Sismicità e pericolosità sismica del Bolognese

Candidato:

Alice D'Antoni

Relatore:

Barbara Lolli

Sessione Marzo 2016

Anno Accademico 2015-2016

Indice

Introduzione	3
Capitolo 1 - Inquadramento geologico e tettonico del Bolognese	5
1.1 - Inquadramento geologico	5
1.2 - Inquadramento tettonico	8
Capitolo 2 - Parametri dei terremoti	10
2.1 - Cos'è un terremoto	10
2.2 - Faglie e meccanismi focali	12
2.3 - Magnitudo strumentale	14
2.4 - Sismologia macrosismica	15
2.5 - Scale di intensità	15
Capitolo 3 - Sismicità storica e strumentale	17
3.1 - Sismicità storica del Bolognese	17
3.2 - Sismicità strumentale	24
Capitolo 4 - Rischio e pericolosità sismica	28
4.1 - Rischio sismico	28
4.2 - Pericolosità sismica	29
4.3 - Classificazione sismica	31
Conclusioni	33
Bibliografia	34

Introduzione

L'obiettivo di questa tesi è quello di inquadrare la sismicità e la pericolosità sismica nella zona del Bolognese studiandola dal punto di vista geologico e tettonico e analizzando i terremoti passati che la hanno colpita.

L'attività sismica dell'Emilia-Romagna ed in particolare della zona di Bologna e provincia non è sicuramente tra le più elevate e distruttive, risulta comunque importante il suo studio per poter stimare la pericolosità sismica dell'area al fine di adottare tecniche di costruzione adeguate e intervenire sul territorio in modo da evitare danni gravi a persone o cose. La città di Bologna, infatti, ha una popolazione pari a 386.000 abitanti (2015) e un centro storico di importante valore artistico, risulta quindi indispensabile (così come per le altre città italiane) classificarla dal punto di vista sismico. La legislazione sismica italiana, allineata alle normative a livello internazionale, prescrive norme tecniche, che verranno illustrate in seguito, in base alle quali un edificio deve sopportare i terremoti meno forti senza gravi danni e i terremoti più forti senza crollare, salvaguardando prima di tutto le vite umane.

In questo lavoro verranno affrontati i seguenti argomenti:

- inquadramento geologico e tettonico del Bolognese, per comprendere la storia geologica del territorio e le strutture attive che lo interessano;
- i parametri per analizzare, rappresentare e indicare un terremoto, per capire l'origine e le componenti che lo caratterizzano;
- analisi dei terremoti storici documentati e della sismicità strumentale dell'area in esame;
- le metodologie per calcolare il rischio, la pericolosità di un'area ed i parametri di classificazione sismici.

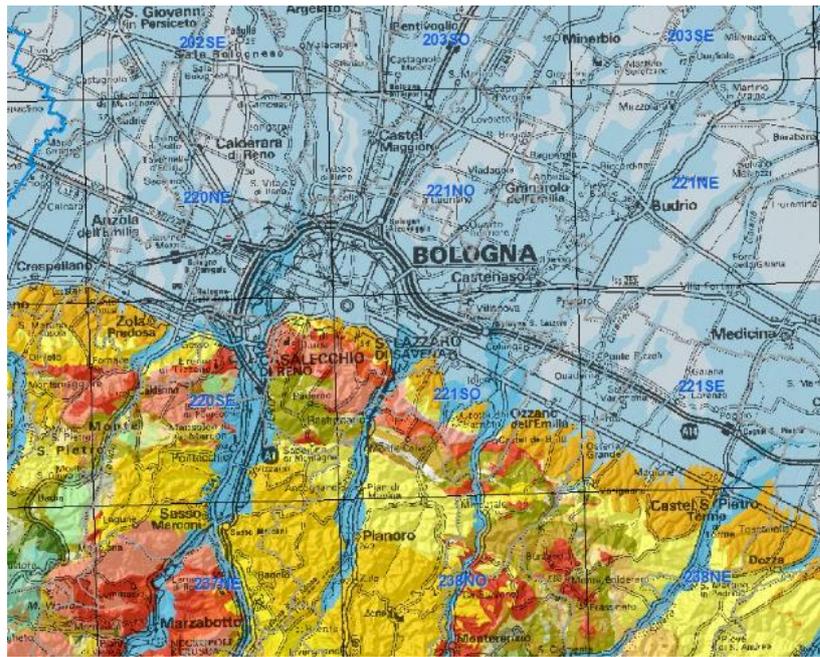
Capitolo 1

Inquadramento geologico e tettonico del Bolognese

1.1 - Inquadramento geologico

Studiando le rocce delle colline bolognesi è possibile ripercorrere gran parte dell'evoluzione dell'Appennino. La litologia di età più antica che si può osservare in numerosi calanchi è quella delle cosiddette "Argille Scagliose", costituita da una matrice argillosa che tende a suddividersi in piccole scaglie, per la deformazione subita, nella quale si trovano immersi blocchi e frammenti di rocce diverse per età e composizione: soprattutto calcari, marne bianche, arenarie e rocce ofiolitiche derivanti da antichi fondali oceanici di natura magmatica e metamorfica (*Martelli et al., 2009*). La formazione di queste litologie viene fatta risalire all'apertura dell'Oceano Ligure che separò Europa ed Adria e avvenne nel Giurassico medio, circa 180 milioni di anni fa (Ma). Sui fondali di questo braccio oceanico si formarono parte delle rocce che si osservano mescolate tra loro nelle Argille Scagliose: queste rocce sono chiamate Unità Liguridi. Nelle successive tappe evolutive questo oceano iniziò ad essere schiacciato e compresso a causa della rotazione antioraria dell'Africa che spingeva l'Adria contro l'Europa e si chiuse definitivamente nell'Eocene medio (45 Ma). Per un lungo periodo di tempo le Unità Liguridi deformate hanno costituito il substrato per nuovi sedimenti, si sono così depositate le formazioni rocciose chiamate "Epiliguri". Gli effetti di questa sedimentazione sono apprezzabili in campagna: è, infatti, frequente osservare, sopra ai pendii poco acclivi di argille delle Unità Liguridi, i rilievi formati da rocce più resistenti e dalle forme più pronunciate. Questi bacini marini erano allungati secondo l'asse della catena embrionale, quindi uno degli aspetti tipici di questa successione è la rapida variazione di geometria, spessore e granulometria dei corpi sedimentari, espressione delle rapide variazioni degli ambienti deposizionali. In particolare, dopo un'iniziale deposizione di frane sottomarine, si riversarono in questi bacini grossi volumi di detriti dovuti allo smantellamento per erosione della paleo-catena Alpi-Appennino trasportati da correnti di torbida. È così che si sono deposte le Arenarie di Loiano. Alla fine dell'Eocene medio (40 Ma) questa deposizione grossolana diminuisce e continua la deposizione di sedimenti fini fino alla fine del Miocene inferiore (17 Ma); in questo periodo sono diffusi i depositi di detrito di origine vulcanica e i cosiddetti "mélanges" originati da frane sottomarine staccatesi dai margini dei bacini, a testimonianza dell'instabilità dovuta all'orogenesi in corso. Intanto, i fondali diventano sempre meno profondi fino a diventare ambienti di mare basso in cui si sedimentarono soprattutto arenarie. Successivamente, nel Miocene medio ed inferiore (da circa 15 a circa 7 Ma) i bacini epiliguri subirono un nuovo approfondimento testimoniato dalle marne e dalle arenarie risedimentate da correnti di torbida della Formazione di Cigarello e delle Marne del Termina. Nelle colline a ridosso di Bologna si trovano estesi lembi di gesso, in particolare di selenite. Il gesso, che chimicamente è un sale ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), deve la sua genesi dall'evaporazione di acque marine soprassature e rientra nel gruppo delle rocce sedimentarie evaporitiche. I gessi bolognesi sono tra le testimonianze della crisi di salinità che colpì l'intero Mar Mediterraneo nel Messiniano medio (tra 6 e 5,5 Ma) a causa della chiusura dello Stretto di Gibilterra. In questo periodo, infatti, il Mediterraneo evaporò e si sedimentarono diverse centinaia di metri di evaporiti. Nel Messiniano superiore (fine Miocene), si riaprì lo Stretto di Gibilterra e l'equilibrio nel Mar

Mediterraneo si ristabilì. Sopra i gessi bolognesi si depositarono così argille e sabbie di mare relativamente più profondo. All'inizio del Pliocene (circa 5,3 Ma), la Pianura Padana corrispondeva ad un ambiente di mare aperto e profondo; i corsi d'acqua erano orientati secondo una direzione SSW-NNE, erano tra loro quasi paralleli e sfociavano nel cosiddetto "Bacino Intrappenninico" (golfo marino dalle acque poco profonde) scaricando il materiale più grossolano da loro trasportato, soprattutto ghiaia, mentre quello più fine veniva portato al largo. Il riempimento di questo golfo (Successione Intrappenninica), che si è protratto fino alla fine del Pliocene (circa 1,8 Ma), è il risultato di due cicli trasgressivo-regressivi. Col procedere della trasgressione i sedimenti di mare basso vennero sempre più sommersi fino a trovarsi in un ambiente relativamente profondo, dove per lo più giungevano solo argille e limi. Tuttavia, nelle aree più a sud, nelle argille si intercalano lenti di conglomerati che testimoniano la vicinanza delle terre emerse e delle foci fluviali; viceversa, a nord, nelle aree lontane dalla costa (ad esempio nelle argille di Sabbiuino), non vi sono depositi grossolani e dallo studio dei fossili presenti si è potuta stimare la profondità originaria tra i 300 e i 500 metri. La seconda fase di sedimentazione iniziò con il riempimento di antiche valli fluviali: ciò significa che, durante la fase di regressione, i corsi d'acqua che scorrevano verso NE erodevano le argille depositatesi nella fase precedente di sedimentazione scavando il profilo delle loro valli. Le testimonianze di queste valli fossili si osservano lungo la Valle del Savena, tra Monte Adone e Livergnano e in Val di Zena. Dopo il riempimento delle valli, la sedimentazione è proseguita in ambienti di spiaggia, ben visibili nelle pareti di arenaria del cosiddetto "contrafforte pliocenico" che comprende tra gli altri il Monte Adone, Monte delle Formiche e Badolo. Lo stesso bacino intrappenninico è stato poi coinvolto nei movimenti e nei sollevamenti successivi: si è stimato, infatti, che i sedimenti più antichi del golfo (risalenti al Pliocene inferiore) si siano formati 20 km a SW dell'attuale posizione e che i sedimenti del contrafforte, più recenti, siano stati sollevati per un'altezza di 700 metri. All'esterno del fronte del paleo-Appennino, essendo in un ambiente di mare aperto e relativamente profondo, la sedimentazione pliocenica era costituita da argille e marne. Questo tipo di ambiente e di sedimentazione sono continuati fino al Pleistocene inferiore, momento in cui è iniziata l'ultima fase di emersione della catena. Le rocce di questo periodo testimoniano ambienti sempre meno profondi, fino ad arrivare nel Pleistocene medio (700.000 anni fa), a sabbie di mare basso (Sabbie di Imola). Queste sabbie bordano l'attuale margine appenninico a testimonianza del fatto che 700.000 anni fa la geografia dell'Appennino era simile all'attuale. Da qui in poi, infatti, inizia anche la sedimentazione fluviale che ha portato alla formazione della Pianura Padana.



- B01 - Formazione a Colombacci
- B02 - Argille Azzurre
- B03 - Corpi arenacei pliocene inferiore
- B04 - Spungone
- B05 - Corpi arenacei post-pliocene inferiore
- B06 - Olistostromi pliocenici
- B07 - Sabbie Gialle
- C01 - Formazione Gessoso Solifera
- D01 - Breccie argillose di Baiso
- D02 - Formazione di Loiano
- D03 - Marne di Monte piano
- D05A - Formazione di Ranzano superiore
- D07 - Formazione di Antognola
- D08 - Corpi arenacei nella Formazione di Antognola
- D09 - Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa
- D10 - Formazione di Contignaco
- D11 - Unità Pantano-San Marino-Fumaiolo
- D12 - Unità Cigarello-Barbotto
- D13 - Unità Termina-Acquaviva
- D14 - Olistostromi tortoniano-messiniani
- E03 - Unità Bratica-Rio Fuino
- F02 - Rocce Ofiolitiche
- F02A - Gabbri
- F02B - Basalti
- F02C - Serpentiniti
- F02D - Breccie Ofiolitiche
- F04 - Successione ofiolitica
- F06 - Argille a Palombini
- F08A - Unità torbiditiche arenitico - pelitiche pre - Flysch
- F08B - Unità torbiditiche arenitico - pelitiche pre - Flysch
- F14 - Flysch di Monte Cassio - Monte Antola
- F15 - Formazione di Monghidoro
- F18A - Argille di Viano
- F19 - Argille e Calcari s.l.

Fig. 1.1.1 Carta geologica del bolognese (*Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna*)

1.2 - Inquadramento tettonico

I rilievi geologici di dettaglio e i dati di sottosuolo per la ricerca di idrocarburi sono la base per individuare le principali strutture neotettoniche, ricostruire l'evoluzione recente e definire il quadro sismotettonico del settore esterno (padano-adriatico) dell'Appennino settentrionale (Martelli L. et al., 2009; Martelli L., 2011). Si osserva che le strutture tettoniche che mostrano attività recente nel settore compreso tra il crinale appenninico e il Po si concentrano in determinate aree:

- nell'alto Appennino, in particolare lungo il crinale
- nel basso Appennino, lungo il margine appenninico
- in pianura, in corrispondenza degli archi sepolti delle Pieghe Emiliane e delle Pieghe Ferraresi e a nord del Po

L'Appennino settentrionale è una catena formata da falde sovrapposte secondo una strutturazione a duplex complesso. Il versante padano dell'Appennino ha subito un'evoluzione differenziata, tale da distinguere un settore emiliano a W e un settore romagnolo ad E. La differenza più evidente è il maggiore sollevamento (avvenuto tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene medio) e la strutturazione ad anticlinale dell'Appennino romagnolo, dove è assente la coltre alloctona ligure e affiorano i terreni oligo-miocenici delle successioni toscane e umbro-romagnole. Per questo l'Appennino romagnolo è considerato una finestra tettonica. Anche nell'Appennino emiliano sono presenti varie finestre tettoniche concentrate soprattutto nella parte alta della catena e lungo il crinale. Anche in queste strutture al nucleo affiorano terreni oligo-miocenici, che verso N, si accavallano sulle liguridi, testimoniando un'attivazione o riattivazione di strutture soprattutto nel tardo Quaternario. Le prospezioni geofisiche e i sondaggi per la ricerca di idrocarburi hanno individuato nel sottosuolo padano strutture profonde, sviluppatesi tra il Miocene superiore ed il Pleistocene, geneticamente connesse all'evoluzione strutturale dell'Appennino. I fronti dei sovrascorrimenti sepolti sono marcati da pieghe anticlinali simmetriche, vergenti a N-NE, con asse orientato NW-SE, fra le quali si trovano le pieghe della cosiddetta Dorsale Ferrarese. Le indagini geofisiche hanno messo in luce un importante sistema di faglie a carattere compressivo, chiamato "sovrascorrimento pede-appenninico": esso separa la fascia collinare in sollevamento dalla pianura in subsidenza. Il comportamento di tale lineamento concorda con il generale sovrascorrimento degli elementi appenninici al di sopra di quelli padani. La pianura bolognese è quindi compresa tra il sistema tettonico del "sovrascorrimento pede-appenninico" ed il fianco meridionale delle pieghe della Dorsale Ferrarese.

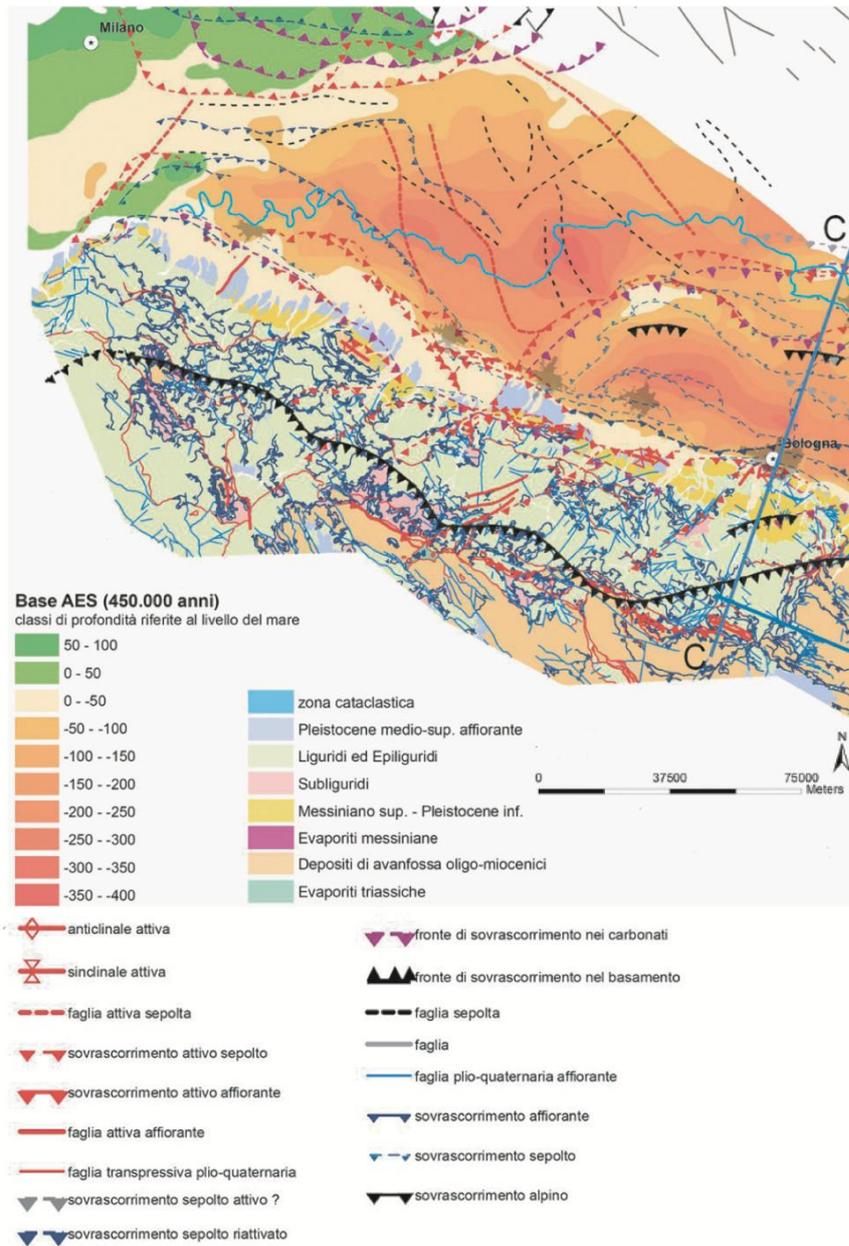


Fig. 1.2.1 Carta delle strutture attive del versante padano dell'Appennino Settentrionale e della Pianura Padana centrale (Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna)

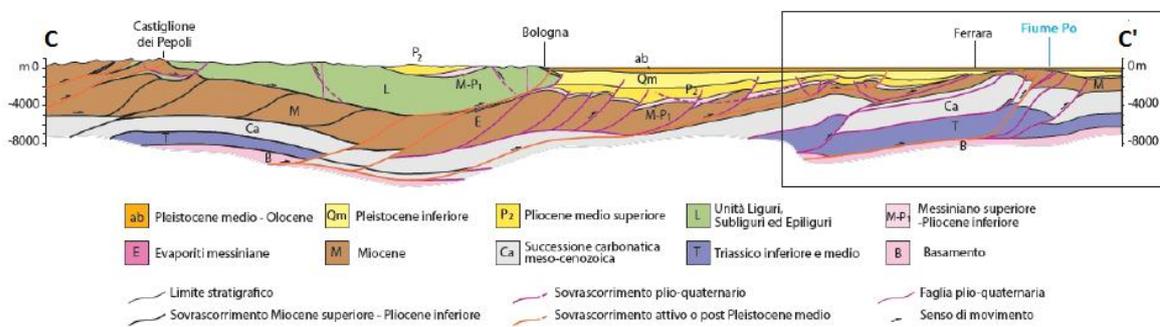


Fig. 1.2.2 Sezione geologica C-C'. Per la traccia della sezione vedi fig. 1.2.1

Capitolo 2

Parametri dei terremoti

2.1 – Cos'è un terremoto

Per terremoto oggi intendiamo un evento geofisico, legato a processi di fratturazione della roccia e al conseguente rilascio di energia potenziale di deformazione, la cui principale manifestazione è l'emissione di onde elastiche nel terreno (Boschi & Dragoni, 2000). Il modello che tuttora si utilizza per spiegare il meccanismo di generazione dei terremoti è quello del “*elastic rebound*” o “rimbalzo elastico” formulato da Reid nel 1911 sulla base di osservazioni geodetiche effettuate in California prima e dopo il grande terremoto di S. Francisco del 1906. La sequenza di eventi che illustra la teoria del rimbalzo elastico è indicata in fig. 2.1.1; si va dal primo stato non deformato 1) passando per il 2) fino allo stato 3), subito prima del terremoto, attraverso una progressiva deformazione dovuta a una coppia di forze agenti in senso opposto su due lati del dominio. Lo stato 4) è invece la conseguenza del terremoto.

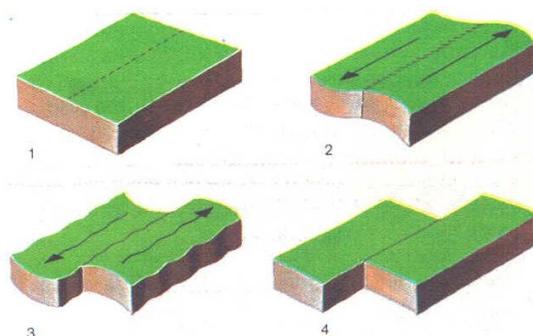


Fig. 2.1.1 Sequenza degli eventi nella teoria dell'*elastic rebound*

Il punto di enucleazione del terremoto che può essere assunto come punto di partenza delle onde elastiche è chiamato ipocentro o fuoco del terremoto. Viene in genere determinato per ogni terremoto in termini di latitudine ϕ , longitudine λ e profondità h . E' invece chiamato epicentro il punto sulla superficie terrestre che sta sulla verticale del fuoco (Fig. 2.1.2) Un altro parametro che identifica il terremoto è il tempo di origine t_0 cioè l'istante in cui la frattura è iniziata.

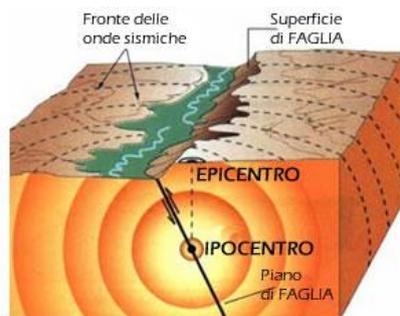


Fig. 2.1.2 Ipocentro ed epicentro

Le onde elastiche che si propagano generando un terremoto sono chiamate onde sismiche. Esse possono essere onde di volume (P ed S), quando si propagano all'interno di un mezzo elastico, o di superficie (R e L), quando si propagano lungo la superficie esterna di un corpo elastico (Fig. 2.1.3). Sono di 3 tipi:

- onde di compressione o longitudinali, sono le prime ad arrivare e per questo chiamate onde P. Attraversano longitudinalmente tutti i tipi di materia: solidi, liquidi e gas.
- onde di taglio o trasversali, ovvero le secondarie e chiamate onde S. Si propagano nei solidi ma non nei fluidi e sono più lente delle onde P.
- onde superficiali di Rayleigh e di Love (R e L). Sono il frutto della combinazione delle onde P ed S e si propagano solo in superficie. Sono quelle che provocano i maggiori danni alle infrastrutture.

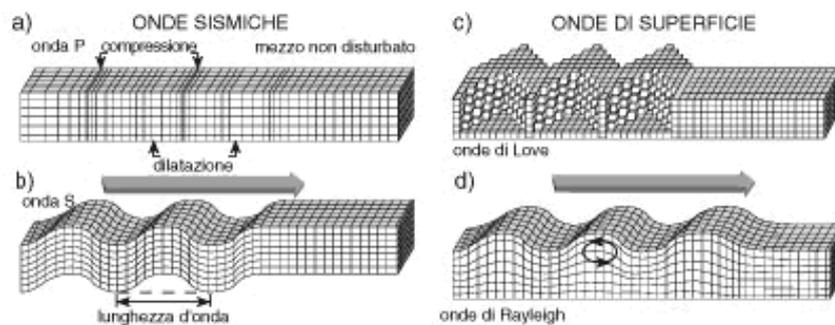


Fig. 2.1.3 Onde sismiche

Queste onde possono essere registrate dai sismometri e rappresentate in funzione del tempo in un sismogramma (Fig. 2.1.4).

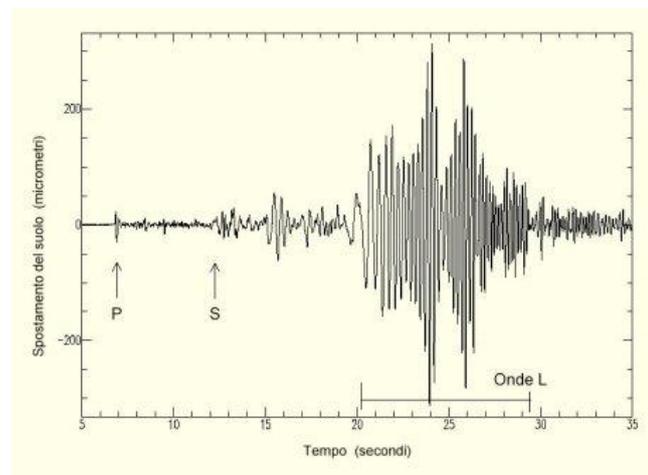


Fig. 2.1.4 Rappresentazione delle onde sismiche in un sismogramma

2.2 - Faglie e meccanismi focali

I terremoti sono la conseguenza di accumuli di energia di deformazione elastica nello strato più superficiale della Terra, la litosfera. Ciò avviene soprattutto lungo i margini di placche tettoniche, dove esse, muovendosi l'una rispetto all'altra, si deformano e creano uno stato di sforzo, con il conseguente accumulo di energia elastica. Nelle zone di margine tra le placche, le rocce sono intensamente fratturate. Le fratture più estese possono attraversare tutto lo spessore della litosfera, che è in media di un centinaio di km. Queste grandi fratture, chiamate faglie, rappresentano superfici di debolezza entro la litosfera e gli sforzi tettonici possono provocarne il movimento (compressivo, distensivo o trascorrente) in particolare nelle prime decine di km di profondità, dove le rocce sono relativamente fredde (Boschi & Dragoni, 2000). Si parla di faglia, quando è evidente che la frattura ha subito uno scorrimento relativo dei suoi lembi, cioè una dislocazione. Lo scorrimento di una faglia può avvenire in maniera lenta, senza emissione di onde sismiche (asismico), oppure in maniera rapida, con produzione di onde sismiche: in questo caso si ha il terremoto. Dal punto di vista geometrico, la faglia è costituita da due superfici chiamate "pareti della faglia", contenute in una superficie piana chiamata "piano di faglia". Le faglie possono essere di tre tipi (Fig. 2.2.1). La faglia diretta o normale, si produce nelle regioni dove lo sforzo è prevalentemente distensivo; in questa faglia il lembo verso cui immerge il piano di faglia si abbassa rispetto all'adiacente. La faglia inversa, si produce nelle regioni in cui lo sforzo è prevalentemente compressivo; in questa faglia il lembo verso cui immerge il piano di faglia si solleva rispetto all'adiacente. Sia le faglie dirette che quelle inverse sono dette dip-slip, a scorrimento verticale. Infine, la faglia trascorrente o strike-slip (scorrimento trasversale), è una faglia dove si hanno uno sforzo distensivo e uno compressivo orizzontali a 90° tra loro.

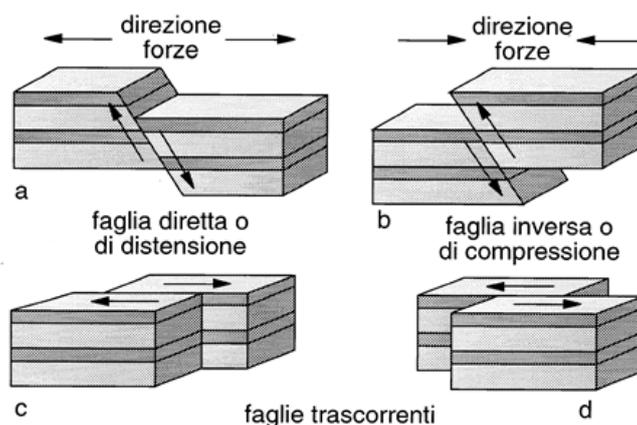


Fig. 2.2.1 Rappresentazione dei diversi tipi di faglie

Fisicamente il terremoto è dovuto all'azione di una doppia coppia di forze, una agente parallelamente e l'altra perpendicolarmente alla linea di frattura. Per meccanismo focale si intende l'orientazione spaziale della doppia coppia, in base alla quale si può risalire alla disposizione della faglia e alla direzione dello scorrimento. La frattura responsabile dell'evento sismico si trova in una delle direzioni in cui lo sforzo deviatorico è massimo, di conseguenza gli assi di minimo e di massimo sforzo totale sono disposti a 45° rispetto al piano della frattura. Il massimo sforzo deviatorico avviene tra due piani tra loro

perpendicolari: quello corrispondente alla faglia chiamato “principale”, e quello disposto a 90° chiamato “ausiliario”. L’intersezione dei due piani è l’asse nullo. Una volta scelto il piano di faglia, si ha dunque anche la direzione dello scorrimento, che è perpendicolare all’asse nullo e giace sul piano di faglia. La rappresentazione grafica dei meccanismi focali è realizzata tramite le cosiddette “sfere focali” o “beach-balls”. Il metodo dei primi impulsi considera la sorgente come puntiforme, quindi è possibile costruire una sfera immaginaria con centro nella sorgente e raggio arbitrariamente piccolo, sulla quale vengono riportati le polarità degli impulsi osservate nelle varie stazioni sismometriche distribuite sulla superficie terrestre. Di norma se la sorgente è sufficientemente superficiale e la stazione è sufficientemente lontana il raggio interseca la sfera focale nella sua metà inferiore (emisfero inferiore). Un limite del meccanismo focale è che non permette di determinare quale tra i piani nodali effettivamente è quello di faglia. La rappresentazione delle beach-balls prevede la proiezione sul cerchio delle intersezioni dei piani nodali con la sfera focale e il riempimento in colore nero delle zone in cui c’è prevalenza di polarità positive, lasciando invece bianche quelle con polarità negative. In fig. 2.2.2 si vede la rappresentazione dei tipi principali di faglia:

- la faglia normale è rappresentata con un cerchio nero ai lati e bianco all’interno (meccanismo distensivo)
 - la faglia inversa è rappresentata con un cerchio nero all’interno e bianco ai lati (meccanismo compressivo)
 - la faglia trascorrente è rappresentata con un cerchio suddiviso in quattro parti uguali, dove ogni parte è colorata in modo alternato in bianco e nero (meccanismo trasversale)
- Sfere focali diverse da quelle descritte sopra indicheranno meccanismi misti.

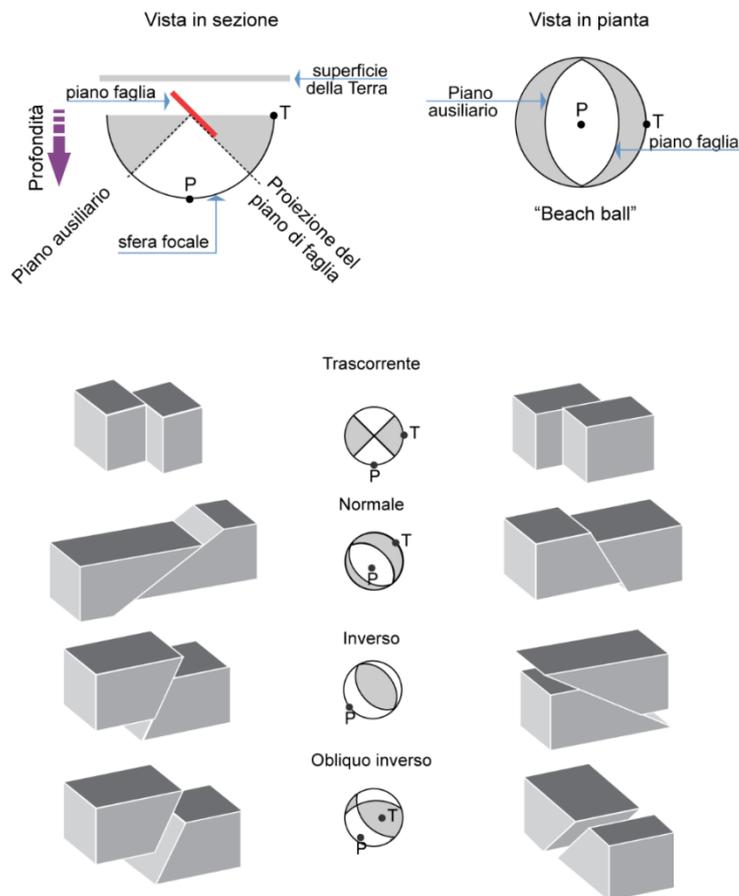


Fig. 2.2.2 Meccanismi focali dei terremoti

2.3 - Magnitudo strumentale

Uno dei problemi principali della sismologia fu, fin dai primordi, quello di quantificare la grandezza dei terremoti. A partire dai primi anni del 1900 era stata definita una scala basata sugli effetti detta “scala di intensità” (nota anche come Scala Mercalli). Il primo, però, ad introdurre una stima basata su misure strumentali fu, nel 1935, C.F. Richter da cui nasce il nome di Scala Richter (*Boschi & Dragoni, 2000*).

La definizione di magnitudo Richter di un terremoto è espressa come il logaritmo decimale del rapporto tra l'ampiezza massima A della deflessione misurata su un sismometro orizzontale a torsione tipo Wood-Anderson, e l'ampiezza A_0 che sullo stesso strumento avrebbe prodotto un terremoto campione, o terremoto standard

$$M = \log_{10} \frac{A}{A_0} = \log_{10} A - \log_{10} A_0$$

Correda questa definizione una tabella in cui vengono forniti i valori delle deflessioni prodotte dal terremoto standard in funzione della distanza della stazione dall'epicentro ricavati empiricamente da Richter. Il terremoto standard ha quindi una magnitudo pari a $M=0$. Richter chiamò questa quantità magnitudo locale (M_L) poiché la sua definizione era originariamente pensata per i terremoti locali della California meridionale. Nell'equazione della magnitudo viene inserita l'ampiezza A misurata su un sismometro di tipo Wood-Anderson: questo sismometro era diffuso in California all'inizio del 1900 ma è oramai non più utilizzato, sorge quindi il problema di “correggere” le misure di ampiezza effettuate attraverso altri strumenti. Se si dispone di dati sismografici in formato digitale, il procedimento è abbastanza veloce attraverso un processo detto di deconvoluzione e convoluzione; se, invece, i dati sono registrati in modo analogico questa procedura non è possibile e quindi vengono applicate tecniche meno rigorose basate su un confronto empirico delle ampiezze registrate su tipi diversi di sismometri con quelle del Wood-Anderson.

La M_L è valida solo per terremoti entro i 600 km di distanza dallo strumento, per questo sono state introdotte altre scale di magnitudo che consentono di esprimere l'energia irradiata da un terremoto. Tra queste scale si possono ricordare la Magnitudo onde-superficiali (M_S), calcolata sulle onde superficiali, e la Magnitudo onde di volume (m_b), dove l'ampiezza viene rilevata dalle sole onde di volume.

In generale, tutte le diverse versioni di magnitudo, tendono a saturare per valori elevati; la saturazione è dovuta al fatto che la misura della magnitudo viene effettuata per frequenze di oscillazione relativamente elevate, in quanto i sismometri abitualmente utilizzati per la sua stima non sono in grado di registrare in modo uniforme tutte le frequenze generate dai terremoti ma possiedono una banda di frequenza limitata. Per questi motivi si è cercato di definire un parametro, rappresentativo del terremoto, che fosse più direttamente legato alla fisica del fenomeno: il momento sismico. Il momento sismico scalare di un terremoto è definito proprio come il modulo del momento delle forze tettoniche, applicate alla zona sismogenetica, che viene rilasciato per effetto della frattura. Esso può essere stimato dallo stato pre-rottura come il prodotto della forza f applicata per il braccio L

$$M_0 = fL$$

la forza può essere ricavata come il prodotto dello sforzo di taglio $\Delta \sigma$ per la superficie di applicazione che è la sezione A della porzione di roccia

$$f = \Delta \sigma A$$

Attraverso una serie di passaggi e mediante la relazione di Gutenberg-Richter tra la magnitudo e l'energia rilasciata, intesa come lavoro della forza elastica, è possibile ottenere una nuova definizione di magnitudo detta magnitudo-momento sismico (M_W)

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6$$

Questa definizione di magnitudo ha il vantaggio di non saturare per i valori alti come accade, invece, nelle altre definizioni basate solo sull'ampiezza delle onde sismiche. Nel S.I. il momento sismico si misura in Newton metro (Nm).

2.4 - Sismologia macrosismica

Fra le discipline che sono tuttora parte integrante della ricerca sismologica vi sono anche quelle che studiano gli effetti "macroscopici" dei terremoti. Questo approccio detto "macrosismico" studia, infatti, gli effetti che i terremoti causano sul territorio, in particolare sul contesto antropico. Lo studio sistematico della sismicità nasce proprio in Italia, dove l'interesse per i terremoti e i loro effetti aveva già prodotto grandi raccolte di notizie tra le quali il testo "I terremoti d'Italia" del 1901 di Baratta, è ancora oggi un riferimento. La necessità ancora attuale di tale tipo di approccio non strumentale è da considerarsi in relazione alla rarità degli eventi più distruttivi che non permetterebbe di fare valutazioni di tipo statistico solo sulla base dei pochi dati strumentali in nostro possesso dall'inizio del secolo scorso ad oggi.

L'obiettivo dell'indagine macrosismica è di determinare i parametri di sorgente del terremoto sulla base degli effetti prodotti dalle onde elastiche liberate sulle persone, sugli oggetti, sugli edifici e in generale su tutto ciò che può mantenere memoria dell'intensità ondulatoria nella zona colpita dall'evento sismico. Un'analisi macrosismica inoltre permette anche uno studio dei risentimenti località per località, utile per analizzare l'evoluzione del terremoto. Questa è una caratteristica fondamentale che fa dell'analisi macrosismica uno strumento importante per lo studio degli effetti della sismicità e per valutare la pericolosità sismica (seismic hazard) di una località, poiché ogni centro abitato diventa uno strumento di misura dal punto di vista macrosismico. L'analisi degli eventi passati si basa sullo studio dettagliato delle fonti originali contemporanee o successive agli eventi descritti e prevede una stretta collaborazione tra sismologi, linguisti e storici. L'analisi macrosismica degli eventi contemporanei viene condotta principalmente in due modi: attraverso un'indagine macrosismica di campagna effettuata nei giorni successivi all'evento oppure mediante l'analisi di questionari macrosismici.

2.5 - Scale di intensità

Il parametro più importante per lo studio sismologico macrosismico è l'intensità. La prima vera applicazione di scala di intensità macrosismica fu quella Rossi-Forel, anche se in realtà un lavoro di ricerca storica ha riportato ben 58 differenti scale macrosismiche utilizzate dal 1564 al 1979. Tra tutte la più importante è quella che Mercalli pubblicò nel 1897, una scala ancora a 10 gradi ma che migliorava la Rossi-Forel. Cancani e Sieberg contribuirono ulteriormente ad aumentare la risoluzione portando i gradi a 12. Una versione di tale scala è ancora in uso col nome di MCS. Altre variazioni, introducendo la tipologia degli edifici nella valutazione del grado, furono apportate nel 1931 da Wood e Neumann che produssero la Mercalli Modificata (MM-31) poi riscritta da Richter nel 1956 (MM-56). Nel 1964 Medvedev, Sponhauer e Karnik hanno pubblicato una scala (MSK-64)

con descrizioni dettagliate degli effetti di cui esiste un'ulteriore versione del 1976 curata da Medvedev. Un ulteriore aggiornamento è stato apportato nel 1981 ed, infine, nel 1992 è stata pubblicata l'ultima versione denominata EMS-92 (European Macroseismic Scale 1992) poi aggiornata nel 1998 (EMS-98), (Fig. 2.5.1).

EMS-98 Intensità	Risentito	Impatto	Magnitudo (Valori indicativi)	Danno agli edifici (Muratura)
I	Non risentito	Non risentito	2	
II-III	Debole	Il terremoto è avvertito all'interno da pochi. I dormienti registrano un ondeggiamento o un lieve tremito.		
IV	Leggero	Il terremoto è risentito all'interno da molti e all'aperto soltanto da pochissimi. Qualcuno viene svegliato. Le porcellane, i vetri, le finestre e le ante si scuotono rumorosamente.	3	
V	Moderato	Risentito all'interno da molti, all'aperto da pochi. Alcune persone si spaventano. Molti dormienti si svegliano. Gli osservatori sentono un forte scuotimento e oscillazione dell'intera costruzione. Gli oggetti appesi oscillano considerevolmente. Le porcellane e i vetri tintinnano rumorosamente. I piccoli oggetti possono essere spostati o cadere. Le ante e le finestre si aprono o si chiudono.		
VI	Forte	Molta gente si spaventa e fugge all'aperto. Alcuni oggetti possono cadere. Molti edifici soffrono leggeri danni non strutturali, come fessure capillari e caduta di piccole porzioni di intonaco.		
VII	Molto forte	La maggior parte delle persone si spaventa e cerca di fuggire all'aperto. I mobili si spostano e molti oggetti cadono dalle mensole. Molti edifici residenziali di buona qualità soffrono danni moderati: fessure nelle pareti, caduta di intonaco, collasso parziale dei camini; altri edifici possono riportare grandi fessure nelle pareti e collasso dei tamponamenti.	4	
VIII	Severo	Molte persone non riescono a stare in piedi. Mole costruzioni riportano grandi crepe nelle pareti. Alcuni edifici di buona qualità soffrono gravi collassi delle pareti. Edifici deboli e vecchi possono crollare.		
IX	Violento	Panico generale. Molte costruzioni deboli crollano. Anche gli edifici di buona qualità riportano danni molto pesanti: collasso di pareti e parziale collasso strutturale.	5	
X+	Estremo	Crolla la maggior parte delle costruzioni di buona qualità. Vengono distrutte anche alcune costruzioni con buona progettazione antisismica.		
			6	
			7	

© Servizio Sismico Svizzero

Fig. 2.5.1 Scala EMS-98

Tabella 3.1.2. Elenco dei principali eventi storici e strumentali della zona Bolognese.

Anno	Mese	Giorno	Ora	Min	Lat	Lon	Imax	Mw	Località
1323	2	25	19	-	44.572	11.133	5-6	4.30	Bologna
1365	7	25	18	-	44.498	11.340	7-8	5.35	Bologna
1433	5	4	8	-	44.498	11.340	7	4.72	Bologna
1470	4	11	-	-	44.162	11.037	8	5.57	APPENNINO BOLOGNESE
1505	1	3	2	-	44.508	11.231	8	5.57	Bolognese
1561	11	24	1	25	44.781	11.454	6-7	4.51	Ferrara
1586	1	12	12	-	44.583	11.000	-	4.72	SPILAMBERTO
1600	-	-	-	-	44.113	11.548	7-8	5.35	PALAZZUOLO
1666	4	14	18	58	44.641	11.113	6	4.30	Bolognese
1725	10	29	17	40	44.207	11.573	8	5.43	Appennino tosco-emiliano
1771	8	13	-	-	44.141	11.161	6	4.72	Castiglione dei Pepoli (BO)
1779	6	4	7	-	44.444	11.479	7	5.24	Bolognese
1779	8	20	10	50	44.462	11.389	5-6	4.30	Bolognese
1779	11	23	18	30	44.425	11.527	6	4.99	Bolognese
1780	2	6	4	-	44.568	11.309	6-7	5.13	Bolognese
1801	10	8	7	52	44.468	11.420	6	5.07	Bologna
1830	1	26	4	30	44.223	11.083	6-7	4.74	Appennino bolognese
1834	10	4	19	-	44.480	11.319	6	4.85	Bolognese
1850	9	18	6	20	44.572	11.133	6	4.30	Modenese
1864	3	15	-	-	44.337	11.059	6-7	4.90	ZOCCA
1869	6	25	13	58	44.314	11.116	7-8	5.42	Media valle del Reno
1874	10	7	-	-	44.168	11.589	7	5.02	IMOLESE
1878	3	12	21	36	44.424	11.543	6	5.06	Bolognese
1878	11	9	17	49	44.250	11.500	-	5.14	CASTEL DEL RIO
1879	4	27	4	6	44.168	11.587	7-8	5.05	Valle del Senio
1881	1	24	16	14	44.401	11.348	7	5.16	Bolognese
1889	3	8	2	57	44.355	11.314	6	4.73	Bolognese
1892	12	29	13	48	44.245	11.387	6	4.52	Appennino bolognese
1929	4	10	5	43	44.447	11.385	7	5.03	Bolognese
1929	4	20	1	9	44.481	11.150	7-8	5.34	Bolognese
1931	6	10	17	1	44.541	11.021	4	4.42	Modenese
1934	9	18	9	37	44.495	11.012	4	4.57	VIGNOLA
1956	4	26	3	0	44.204	11.333	6	4.77	Appennino tosco-emiliano
1962	5	11	1	5	44.200	11.167	5-6	4.71	Appennino tosco-emiliano
1964	9	5	21	8	44.000	11.300	5	4.92	RONCOBILACCIO
1992	4	17	11	59	44.433	11.012	5-6	4.15	Montevoglio
2003	9	14	21	41	44.382	11.270	7	5.24	Appennino bolognese

25 luglio 1365

Questa crisi sismica è la più antica documentata che avvenne a Bologna. La difficoltà di elaborare e interpretare le tracce degli effetti sismici a Bologna durante il medioevo è dovuta soprattutto alla scarsità di documentazione di base; è per questo motivo che spesso abbiamo informazioni discordanti e imprecise sia sui danni sia sugli epicentri.

La scossa più forte avvenne il 25 luglio 1365, verso le 19 locali, 18 Greenwich Mean Time (GMT). La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.35 ± 0.34 (Rovida *et al.*, 2011). Colpì la città di Bologna causando notevoli danni agli edifici: crollarono tre case della famiglia Lambertini, sotto le cui macerie morirono quattro persone; le chiese di San Michele dei Leprosetti e di Santa Maria del Carrobbio (oggi non più esistente) subirono crolli. Infine, dovettero essere riparati anche molti edifici privati nell'area ovest della città. L'epicentro della scossa è stato fissato su Bologna per mancanza di dati sicuri sulle aree epicentrali reali.

In seguito all'evento del 1365 ci furono altri eventi che colpirono la città di Bologna e l'Appennino bolognese come quelli del 1408, del 1433 e del 1455. Queste scosse provocarono crolli di edifici ma non causarono morti (secondo le fonti documentate).

Sequenza sismica del 1504-1505

Il Cinquecento si aprì con uno scenario sismico di rilievo: le tre forti scosse del dicembre 1504 e gennaio 1505. A questi tre eventi seguirono numerose scosse minori che per mesi crearono panico e disordine nella popolazione. L'analisi di questa sequenza sismica documenta con precisione uno dei caratteri peculiari della sismicità bolognese: la durata. Abbiamo molte informazioni su questi terremoti dovute alla grande quantità di fonti, che ne fanno una delle sequenze sismiche più documentate dell'Italia settentrionale nel Cinquecento: proprio grazie a queste fonti sappiamo con precisione che la sequenza è iniziata il 31 dicembre 1504 ed è terminata il 19 maggio 1505.

La prima forte scossa avvenne il 31 dicembre 1504 alle ore 5 locali circa (4:00 GMT), le 11 e mezza in orario "all'italiana". Causò leggeri danni a Bologna come cadute di comignoli o di parti in muratura degli edifici. L'epicentro macrosismico è localizzato 16 km a NW di Bologna (nella pianura tra Modena e Bologna).

La seconda forte scossa avvenne il 3 gennaio 1505 alle ore 3 locali circa (2:00 GMT), le 9 e mezza in orario "all'italiana". La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.57 ± 0.25 (Rovida *et al.*, 2011). Secondo le fonti fu più forte della precedente e causò caduta di edifici a volta e torri nella parte più alta. L'epicentro macrosismico è localizzato 8 km ad W di Bologna. Ci furono danni anche a Zola Predosa, San Giovanni in Persiceto, Bazzano e Bentivoglio.

La terza forte scossa avvenne il 20 gennaio 1505 alle ore 00:50 locali circa (23:50 GMT), le 7 della notte in orario "all'italiana". Questo evento a Bologna aggravò i danni causati dai terremoti precedenti. L'epicentro macrosismico è fissato 24 km a SE di Bologna. Fu risentito anche a Modena, Ferrara e Venezia.

Sono stati ritrovati testi di Giacomo Gigli (Boschi & Guidoboni, 2003), testimone diretto delle scosse, che nei suoi scritti descrive il ripetersi di altre scosse nei mesi successivi ai tre forti eventi. Le sue parole e quelle di altri cronisti del tempo testimoniano i caratteri principali della sequenza sismica del 1504-1505: la frequenza giornaliera delle scosse, la diversa intensità con la quale avvennero e il loro diverso risentimento nei punti diversi della città.

Sequenza sismica del 1779-1780

Le cinque scosse del 1779-1780 paralizzarono la città dal punto di vista economico, dopo più di un secolo di calma sismica: infatti, dopo la sequenza sismica del 1504-1505, ci fu solo una scossa il 14 aprile 1666 di lieve entità.

La sequenza sismica ebbe inizio il primo giugno 1779 e si protrasse fino all'autunno del 1780. Si succedettero 5 eventi principali, con più di 150 scosse minori. I documenti inerenti a questa sequenza sono abbondanti per quanto riguarda la città di Bologna, al contrario le informazioni sono scarse per i paesi prossimi alla città, oggi urbanizzati ma che allora rappresentavano zone rurali e scarsamente abitate.

La prima forte scossa avvenne il 4 giugno 1779 alle ore 8:00 locali circa (7:00 GMT) intorno alle ore 11 e mezza in orario "all'italiana". La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.24 ± 0.52 (Rovida et al., 2011). In realtà le fonti testimoniano che ci furono scosse avvertite dalla popolazione a partire dal primo giugno, che causarono anche cadute di comignoli, e che, quindi, ragionevolmente raggiunsero il VI grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). L'epicentro macrosismico del terremoto del 4 giugno è localizzato 12 km a SE di Bologna, tra Bologna e Castel San Pietro Terme. Causò a Bologna cadute di comignoli, lesioni di muri di case, e danni a 7 chiese; ci furono danni anche a Castel San Pietro e Medicina.

La seconda forte scossa avvenne il 10 giugno 1779, alle ore 9:35 locali (8:35 GMT), le 13 in orario "all'italiana". L'epicentro macrosismico è localizzato sempre tra Bologna e Castel San Pietro Terme, ma più a SE rispetto al precedente: a 16 km da Bologna. Essa peggiorò i danni causati dalla scossa precedente sugli edifici, ma non causò danni a Imola, Castel San Pietro e Cento.

La terza forte scossa avvenne il 14 luglio 1779 alle ore 20:30 locali (19:30 GMT), poco prima delle 24 in orario "all'italiana". L'epicentro macrosismico è localizzato nei pressi di Bologna, 4 km a S. L'evento provocò molti danni in città anche ad edifici monumentali compreso il Santuario della Madonna di San Luca.

La quarta forte scossa avvenne il 23 novembre 1779 alle ore 19:30 locali circa (18:30 GMT), le due e un quarto della notte in orario "all'italiana". La magnitudo macrosismica è stata valutata di 4.99 ± 0.31 (Rovida et al., 2011). L'epicentro macrosismico è localizzato 17 km a SE di Bologna. L'area di propagazione di questo evento fu molto ampia: a SE fu sentito a Imola e Faenza e fino a Senigallia, a N e a NE fu sentito nell'alta Emilia e in Veneto.

La quinta scossa avvenne il 6 febbraio 1780 alle ore 5:00 locali circa (4:00 GMT), le 11 in orario "all'italiana". La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.13 ± 0.57 (Rovida et al., 2011). L'epicentro macrosismico è localizzato 8 km a N di Bologna. In città fece cadere molti comignoli, causò danni a tre chiese e al Santuario della Madonna di San Luca.

Per quanto riguarda la situazione edilizia in quell'epoca è utile porre un accento su due caratteri fondamentali dell'edificato urbano bolognese: la qualità dei materiali e l'accurata esecuzione dei lavori da parte dei locali. Numerosi studi, infatti, hanno messo in evidenza come Bologna sia sempre stata una città ben costruita e con una buona qualità degli edifici. I terremoti del 1779-1780 causarono nella maggior parte degli edifici urbani crolli di comignoli e di mattoni, ma raramente ci furono crolli totali di edifici (nonostante i 5 terremoti del 1700 e le numerose scosse minori), proprio per la buona qualità delle costruzioni. Bisogna aggiungere, però, che i vari dissesti che subirono gli edifici (lievi ma diffusi) provocarono un forte impatto economico per la città di Bologna.

I terremoti dell'Ottocento

L'Ottocento iniziò e si chiuse a Bologna con un'intensa attività sismica. I forti terremoti che si verificarono in questo periodo furono sei e tutti gli epicentri si concentrarono a S/SE di Bologna. Questi eventi non causarono vittime documentate, ma indebolirono il patrimonio edilizio della città. A differenza di ciò che accadde nei terremoti del 1779-1780, nell'Ottocento dal punto di vista amministrativo si rileva la tendenza a intervenire per la riparazione dei danni in tempi celeri ed anche in modo efficace.

1801

La scossa avvenne l'8 ottobre 1801 alle ore 8:52 locali (7:52 GMT). La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.07 ± 0.83 (Rovida et al., 2011). Causò leggeri danni a Bologna e a Gaibola. A Bologna fu percepita a tre riprese ed ebbe una durata di 30 secondi. L'epicentro macrosismico è localizzato pochi km a SE di Bologna. Questo evento sismico è scarsamente documentato sia perché ebbe effetti leggeri e limitati, sia per il confuso assetto istituzionale dell'epoca (erano i primi anni della dominazione napoleonica).

1834

La scossa avvenne il 4 ottobre 1834 alle ore 20 locali circa (19:00 GMT). La magnitudo macrosismica è stata valutata di 4.85 ± 0.43 (Rovida et al., 2011). L'epicentro macrosismico è localizzato 3 km a SW di Bologna. La scossa a Bologna durò 8 secondi. Caddero molti comignoli, ci furono leggeri danni al Santuario della Madonna di San Luca e nel centro storico di Gaibola.

1878

Nei mesi di gennaio e febbraio 1878 a Bologna furono sentite numerose scosse leggere che si protrassero fino a marzo. La scossa più forte avvenne il 12 marzo 1878 alle ore 22:36 locali (21:36 GMT) e colpì i paesi compresi tra Bologna e Imola. La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.06 ± 0.30 (Rovida et al., 2011). I massimi danni furono cadute di comignoli.

1881

Nel 1881 ci fu una lunga sequenza sismica durata cinque mesi e caratterizzata da due forti eventi.

Il primo avvenne il 24 gennaio 1881 alle ore 17:14 locali circa (16:14 GMT), colpì l'Emilia orientale e in particolare il bolognese. La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.16 ± 0.30 (Rovida et al., 2011). L'epicentro macrosismico è localizzato 11 km a S di Bologna. La scossa durò circa 5 secondi e fu definita "fortissima"; caddero comignoli, e si aprirono lesioni in numerosi edifici tra cui il Santuario della Madonna di San Luca.

Il secondo forte evento avvenne il 14 febbraio 1881 alle ore 10:00 locali circa (9:00 GMT). L'epicentro macrosismico è localizzato 15 km a SE di Bologna. La scossa venne

descritta come “molto forte”; causò danni a Bologna dove caddero numerosi comignoli e ci furono danni diffusi di leggera entità nelle case e negli edifici pubblici.

1889

La scossa avvenne l'8 marzo 1889 alle ore 3:47 locali (2:57 GMT), causò lievi danni agli edifici e un grande panico nella popolazione. La magnitudo macrosismica è stata valutata di 4.73 ± 0.22 (Rovida et al., 2011). L'epicentro macrosismico è localizzato 16 km a S di Bologna. Ebbe una durata di 5 o 7 secondi.

Nel corso dei due mesi successivi furono sentite altre due scosse: una il 16 marzo 1889 alle 13:33 GMT, ed una il 5 aprile 1889 alle ore 23:20 GMT, entrambe queste scosse furono definite “leggere”.

La sequenza sismica del 1929

I terremoti del 1929 costituiscono l'ultima crisi sismica del bolognese. Si tratta di 6 scosse avvenuti nel breve intervallo di tempo di un mese (dal 10 aprile all'11 maggio), e per questo definite “interminabili” dalla popolazione. Gli epicentri macrosismici si trovavano ad W o a SE di Bologna a diversi chilometri dalla città, che, per questa ragione non subì gravi danni. I danni maggiori, infatti, si concentrarono nei comuni di Bazzano, Crespellano, Monte San Pietro, Monteveglio, Sasso Marconi, Zola Predosa ed Ozzano dell'Emilia. I terremoti del 1929 risultano ben documentati anche grazie all'interpretazione dei sismogrammi prodotti da strumenti sismici non più in uso e per questo definiti storici. Dai dati rielaborati sono emerse dall'aprile al giugno 1929 circa 630 località bolognesi che ebbero effetti compresi tra V e VIII grado MCS.

La prima scossa avvenne il 10 aprile 1929 alle ore 6:43 locali (5:43 GMT). La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.03 ± 0.13 (Rovida et al., 2011). L'epicentro macrosismico è localizzato 13 km a SE di Bologna. La città subì lievi danni come caduta di comignoli o tegole; mentre il centro abitato più danneggiato fu Ozzano dell'Emilia.

La seconda scossa avvenne il 19 aprile 1929 alle ore 5:15 locali circa (4:15 GMT). L'epicentro macrosismico è localizzato 11 km ad W di Bologna. Causò danni a Bologna e in altre 10 località comprese in un'area di circa 110 kmq.

La terza scossa avvenne il 20 aprile 1929 alle ore 2:10 (1:10 GMT). Fu l'evento più forte di tutta la sequenza sismica. La magnitudo macrosismica è stata valutata di 5.34 ± 0.13 (Rovida et al., 2011). L'epicentro macrosismico è localizzato 16 km ad W di Bologna. I centri abitati più colpiti furono Zola Predosa e Monte San Pietro. Le tipologie di danno più diffuso riguardarono: crollo di comignoli, lesioni e strapiombi di muri e dissesti ai tetti. Bisogna sottolineare che da un'indagine svolta sappiamo che gli edifici che subirono maggiori danni erano costituiti da mattoni misti a sassi o a ciottoli fluviali (erano rari gli edifici con muri in soli mattoni), ed in più i muri esterni erano spessi 30 cm al piano inferiore e 15 cm al piano superiore, caratteristica che, determinava un'instabilità maggiore degli edifici.

La quarta scossa avvenne il 22 aprile 1929 alle ore 9:26 locali (8:26 GMT). L'epicentro macrosismico è localizzato 17 km ad W di Bologna. Causò danni in alcune località appenniniche tra Bologna e Modena.

La quinta scossa avvenne il 29 aprile 1929 alle ore 19:36 locali (18:36 GMT). L'epicentro macrosismico è localizzato 19 km ad W di Bologna. Causò leggeri danni a Bazzano, Vignola, Crespellano.

La sesta scossa avvenne l'11 maggio 1929 alle ore 20:23 locali (19:23 GMT). Causò danni in un'area di 400 kmq, meno vasta ma coincidente con quella colpita dalla scossa del 20 aprile. L'epicentro macrosismico è localizzato 18 km ad W di Bologna. I danni consistarono nell'aggravamento degli effetti causati dagli eventi precedenti.

Successivamente ai 6 eventi, nei cinque mesi successivi, sono state attestate circa 80 scosse di varia intensità nel bolognese; tuttavia, nonostante la lunga sequenza sismica, non ci furono vittime. Gli eventi più forti della sequenza sismica del 1929 furono registrati da più di 80 osservatori mondiali, di cui 16 italiani. Fra questi l'osservatorio più vicino era quello di Firenze, mentre il più distante era quello di Florissant nel Missouri (USA). Le scosse furono registrate da almeno 11 strumenti diversi per modalità di funzionamento. Purtroppo, a Bologna, i terremoti del 1929 non vennero registrati, nonostante l'esistenza di un osservatorio sismico presso il Santuario della Madonna di San Luca in funzione dal 1881. Infatti, in quel periodo, gli strumenti non erano in funzione e vennero riattivati solo ad inizio maggio, giusto in tempo per registrare una scossa lieve avvenuta il 12 maggio.

All'epoca dei terremoti del 1929, la stazione sismica del Collegio Alberoni di Piacenza era una delle sedi con la migliore strumentazione sismica d'Europa. Essa disponeva di un sismografo statico orizzontale Wiechert da 1000 kg, di una terna di microsismografi Vicentini (due strumenti per la componente orizzontale e uno per quella verticale) e di un sismografo orizzontale Agamennone (*Boschi & Guidoboni, 2003*). Con l'eccezione del sismografo Agamennone, tutti gli strumenti erano dotati di smorzamento dell'oscillazione, caratteristica che rendeva allora le registrazioni molto avanzate e ancora ampiamente utilizzabili oggi. Lo smorzamento, caratteristica che consente una più fedele riproduzione del moto del terreno rilevato dal sismografo, era stato introdotto fin dai primi anni del secolo da Wiechert in Germania e da Galitzin in Russia ed era andato via via diffondendosi in altri strumenti in tutto il mondo. Il sismografo Wiechert è stato a lungo lo strumento più diffuso, vennero installati in 38 osservatori quelli con massa da 1000 kg (Fig. 3.2.1) e in 120 osservatori quelli con massa da 200 kg. Questi strumenti furono utilizzati fino alla fine degli anni Settanta del Novecento e in alcuni casi sono tuttora operativi. A Bologna dal 1946 al 1978 furono in funzione nei laboratori dell'Istituto di Topografia, Geodesia e Geofisica Mineraria della Facoltà di Ingegneria, in viale Risorgimento 2, una terna di sismografi Wiechert, uno orizzontale (due componenti) da 200 kg e uno verticale da 80 kg. Il terremoto del bolognese del 1929 fu registrato dal sismografo Wiechert del Collegio Alberoni di Piacenza, dove durante il periodo di funzionamento dei vari strumenti, dal 1921 al 1996, sono stati prodotti oltre 15.000 sismogrammi scientificamente utili, tuttora conservati. Grazie a questo patrimonio scientifico l'Osservatorio di Piacenza rappresenta una delle più importanti sedi storiche in Europa.

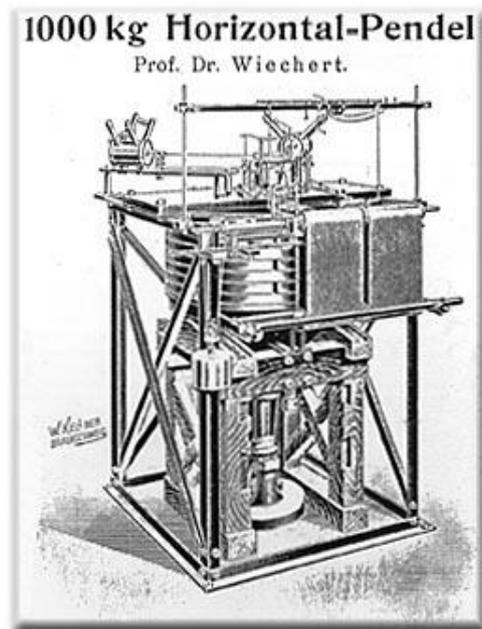


Fig. 3.1.3 Sismografo Wiechert di 1000 kg

3.2 - Sismicità strumentale

A partire dall'evento del 1929 i terremoti che hanno interessato quest'area sono stati registrati da strumenti sismici e i dati sono migliorati sia in qualità che in quantità a seconda del periodo storico e dello sviluppo della rete di rilevamento.

Grazie a questi sviluppi in campo sismologico, alle carte geologiche e tettoniche ed agli studi fatti sulla sismicità passata, siamo ora in grado di generare mappe altamente dettagliate per tutto il territorio italiano, come le mappe di fig. da 3.2.1 a 3.2.3, che sono di grande aiuto per comprendere meglio i meccanismi e le variabili che agiscono durante i terremoti e inquadrare il potenziale sismico di ciascuna area. .

In fig. 3.2.1 è riportata la sismicità recente dal 1981 al 2014. Se si eccettua per l'evento di magnitudo Mw 5.2 presso Loiano del 2003 e le sue repliche, l'attività è stata molto modesta e per lo più concentrata in alcune brevi sequenze di magnitudo molto bassa e profondità inferiore a 10 Km. I terremoti con Mw minore di 4 sono ovviamente i più diffusi, in particolare sono concentrati nella zona tra Loiano e Castel del Rio e ad W di Vergato, in zona pede-appenninica. Si tratta nella maggior parte dei casi di eventi poco avvertiti dalla popolazione locale, poiché appunto di magnitudo assai modesta.

In fig. 3.2.2 sono riportati i meccanismi focali dei più significativi terremoti recenti. Nei pressi di Castel San Pietro Terme vediamo quattro meccanismi focali di cui due di tipo compressivo (uno a S ed uno ad W del paese) e due di tipo distensivo (entrambi a S). Scendendo più a S i meccanismi sono la maggior parte di tipo compressivo, meno numerosi quelli distensivi. Un meccanismo di tipo trascorrente puro è visibile ad W della mappa e troviamo raramente meccanismi misti.

In fig. 3.2.3, sono indicati gli assi di deformazione del terreno dei terremoti recenti. In rosso sono indicati gli sforzi compressivi ed in blu quelli distensivi. Il quadro complessivo risulta abbastanza contraddittorio probabilmente a causa della bassa magnitudo degli eventi e alle incertezze associate alla determinazione dei meccanismi focali. Tuttavia si può ricavare almeno per la parte più lontana dal crinale appenninico una prevalenza di compressioni in direzione NNW-SSE, sostanzialmente in accordo con il quadro tettonico descritto al Capitolo 1.

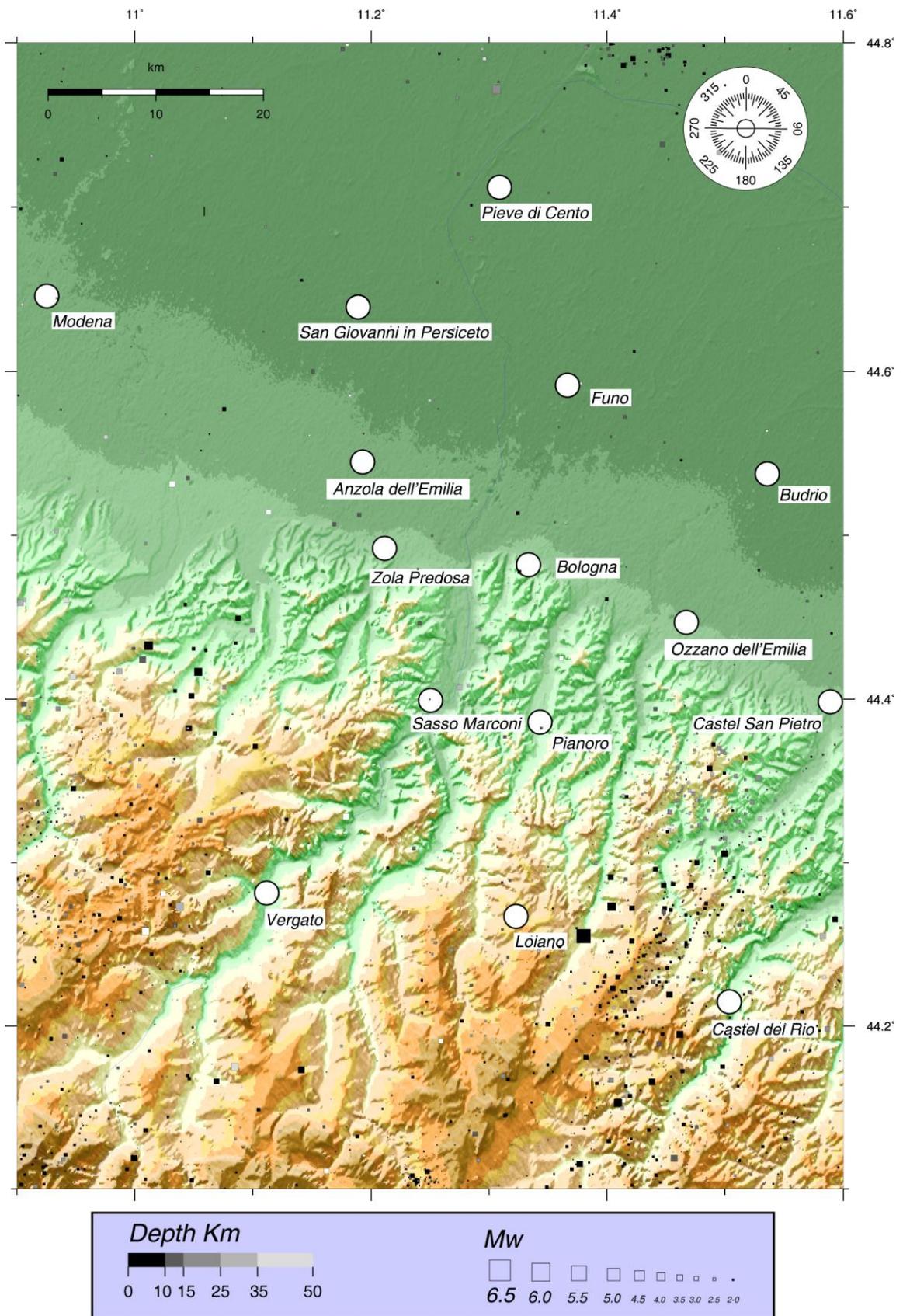


Fig. 3.2.1 Mappa con indicati gli epicentri e le magnitudo corrispondenti ai terremoti avvenuti dal 1981 al 2014

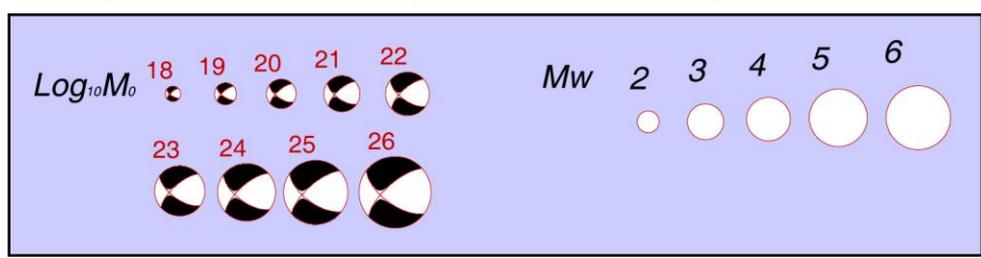
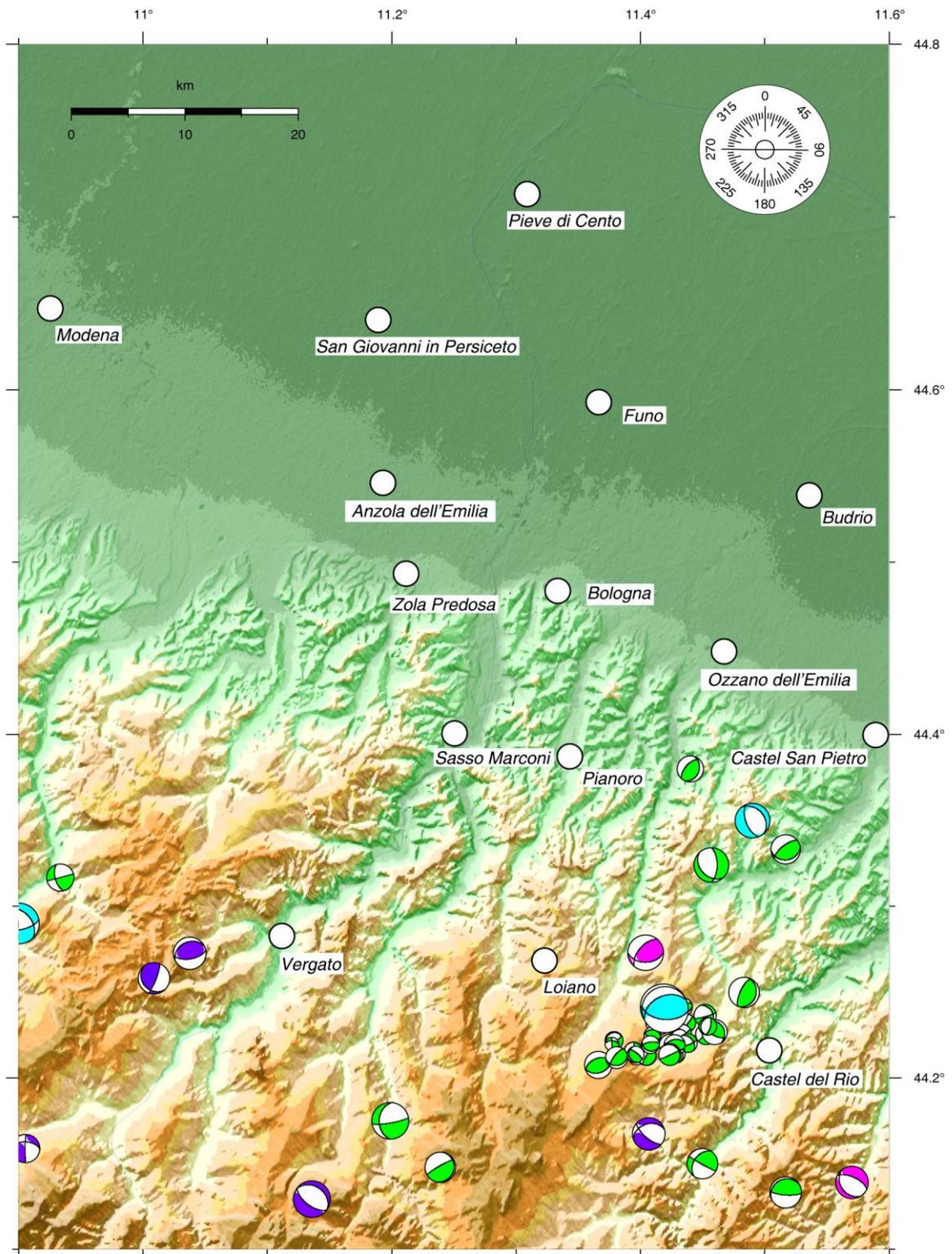


Fig. 3.2.2 Mappa dei meccanismi focali dei terremoti dal recenti

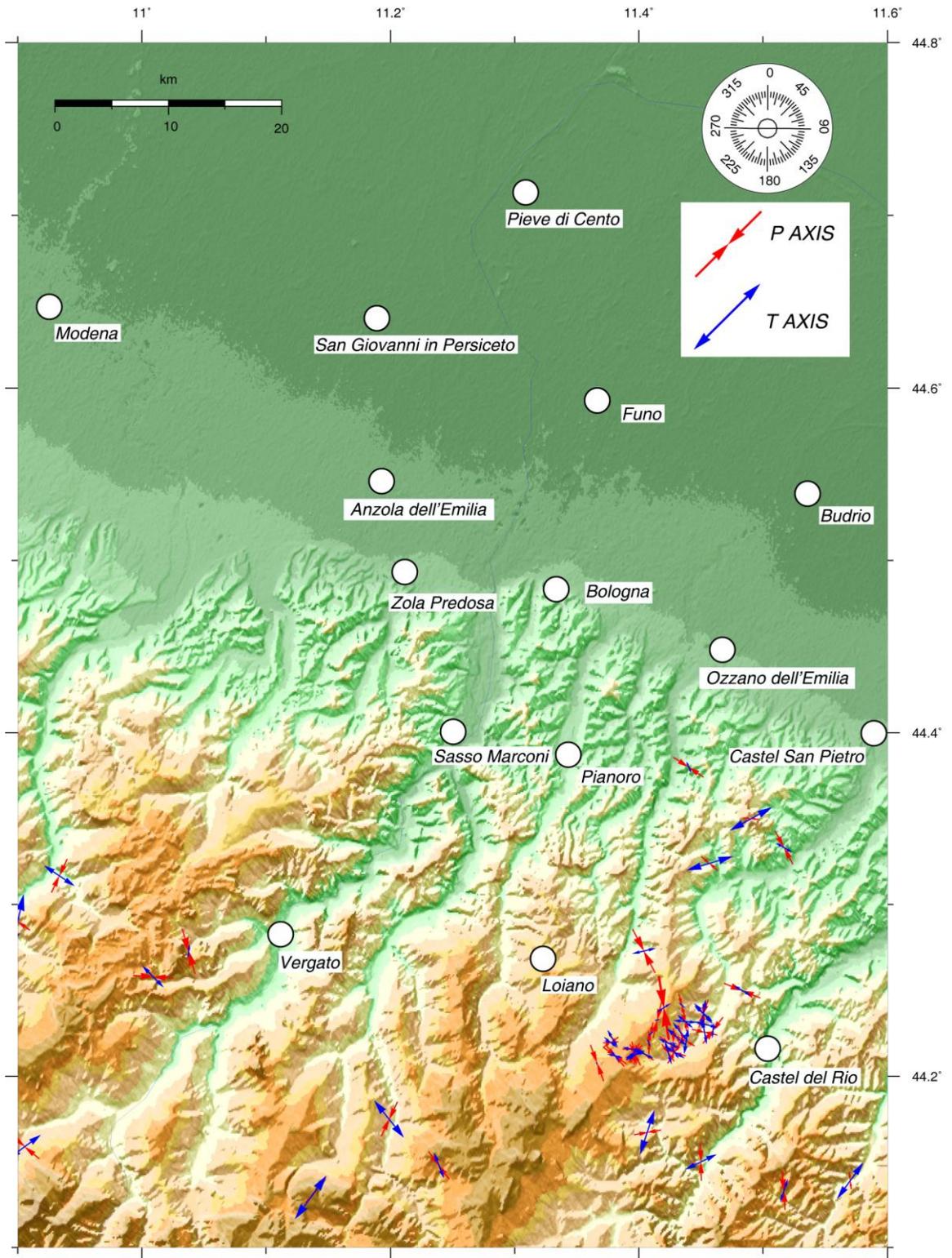


Fig. 3.2.3 Mappa degli assi di deformazione del terreno nei terremoti recenti

Capitolo 4

Rischio e pericolosità sismica

4.1 - Rischio sismico

L'osservazione che in genere i terremoti tendono a colpire le stesse aree, mediamente sempre con la stessa frequenza (stazionarietà del processo di generazione sismica), può essere utilmente utilizzata per valutare in termini probabilistici il rischio che ogni area di un territorio sia soggetta a danni prodotti da terremoti. Assumendo che il processo sia stazionario, infatti, si può ipotizzare che la probabilità di occorrenza futura possa essere stimata dalla frequenza osservata in passato. Il rischio sismico, può essere espresso in termini della probabilità di eccedenza, ovvero della probabilità di superamento di un certo livello di danno al sito considerato, in un certo intervallo di tempo. In termini quantitativi il rischio sismico R coincide con il danno atteso ed è determinato dal prodotto di tre parametri: vulnerabilità V , esposizione E e pericolosità P

$$R = V * E * P$$

La vulnerabilità è un parametro con il quale si stima l'attitudine dei beni presenti in un sito a subire un certo livello di danno in conseguenza di un determinato livello di scuotimento, l'esposizione è la stima del valore e della quantità di beni soggetti a rischio ed esprime il valore delle perdite causate dal terremoto, mentre la pericolosità di un sito è definita come la probabilità di superamento di un fissato livello del parametro di scuotimento considerato (intensità, accelerazione, velocità) in un prestabilito intervallo di tempo (Fig. 4.1.1). La distinzione tra rischio (*risk*) e pericolosità (*hazard*) è molto importante. Una carta di pericolosità permette di progettare in maniera antisismica le nuove costruzioni e di pianificare l'utilizzo del territorio, mentre una carta di rischio segnala le zone dove intervenire prioritariamente nell'adeguamento antisismico delle vecchie costruzioni.



Fig. 4.1.1 Parametri che definiscono il rischio sismico

4.2 - Pericolosità sismica

Il modello matematico, con riferimento al quale sono state effettuate le più recenti analisi di pericolosità sismica in Italia (*Stucchi et al., 2004*), è quello proposto in forma teorica per la prima volta da Cornell nel 1968. Quello di Cornell (1968) è un modello in cui le sorgenti sismiche sono considerate puntiformi e da cui l'energia totale rilasciata durante un terremoto si irradia con linee isosismiche di forma circolare. In realtà poiché la quasi totalità dei terremoti ha un'origine tettonica ed è dovuta a un improvviso rilascio di energia accumulate nella crosta rocciosa della Terra che provoca scorrimenti che si propagano lungo faglie, l'energia rilasciata si distribuisce per una certa lunghezza lungo la linea di rottura della faglia. Solo una minima parte dell'energia totale è quindi rilasciata nel punto in cui ha inizio la rottura. È stato quindi proposto un metodo per l'analisi del rischio sismico basato su un modello lineare a rottura di faglia e utilizzando la metodologia originale di Cornell che si basa sulle seguenti assunzioni:

1. la sismicità entro una zona, definita sorgente, è uniforme, cioè ogni punto al suo interno ha la stessa probabilità di essere epicentro di un futuro terremoto
2. i tempi di intercorrenza dei terremoti seguono la distribuzione statistica di Poisson; gli eventi cioè sono indipendenti tra loro e stazionari nel tempo

I diversi passi del metodo di Cornell sono:

1. Per prima cosa i dati di sismicità devono essere disaggregati spazialmente in sorgenti sismiche discrete. Queste vengono rappresentate come sorgenti lineari (faglie) o come aree sorgente.
2. Per ogni sorgente sismica, deve essere caratterizzato il comportamento nel tempo della sismicità, cioè il tasso di occorrenza annuale dei terremoti con differente magnitudo.
3. È necessario conoscere il modo in cui il livello di scuotimento del terreno decade con la distanza dall'epicentro o dall'ipocentro o dalla faglia in funzione della magnitudo. Questa è la legge di attenuazione.
4. Una volta che tutti questi dati sono stati assemblati, viene applicato il teorema della probabilità totale per calcolare la probabilità che un determinato livello di scuotimento del terreno di progetto possa essere superato in un certo periodo. Il risultato può essere espresso come curve di *hazard* che forniscono la probabilità annuale che qualsiasi livello di scuotimento del terreno sia superato al sito di interesse.

Per procedere al calcolo della pericolosità sismica è dunque necessario avere: una zonazione sismogenetica dell'area studiata, un catalogo dei terremoti, ed una relazione di attenuazione del parametro sismologico usato quale indicatore di pericolosità. Nell'intervallo di distribuzione Poissoniana degli eventi sismici la probabilità di avere x eventi in un intervallo di tempo t è data da

$$f_1(x) = (\lambda t)^x \frac{e^{-\lambda t}}{x!}$$

dove λ è il numero medio di eventi che si verificano nell'unità di tempo, pari anche all'inverso del periodo medio di ritorno $T_r = 1/\lambda$. La probabilità di avere 0 eventi vale quindi

$$f_1(0) = e^{-\lambda t}$$

Nella fig. 4.2.1 è mostrata una mappa di pericolosità del territorio italiano in termini di accelerazione orizzontale di picco (PGA). Viene riportato il valore di PGA che ha una probabilità del 90% di non venire superata (ovvero ha una probabilità del 10% di essere superata) in un intervallo di tempo di 50 anni. La stessa PGA ha un periodo medio di ritorno di 475 anni sulla base dell'assunzione di distribuzione poissoniana della sismicità. Dopo l'approvazione da parte della Commissione Grandi Rischi del Dipartimento della Protezione Civile nella seduta del 6 aprile 2004, la mappa MPS04 è diventata ufficialmente la mappa di riferimento per il territorio nazionale con l'emanazione dell'Ordinanza del 2006 (Stucchi *et al.* 2004).

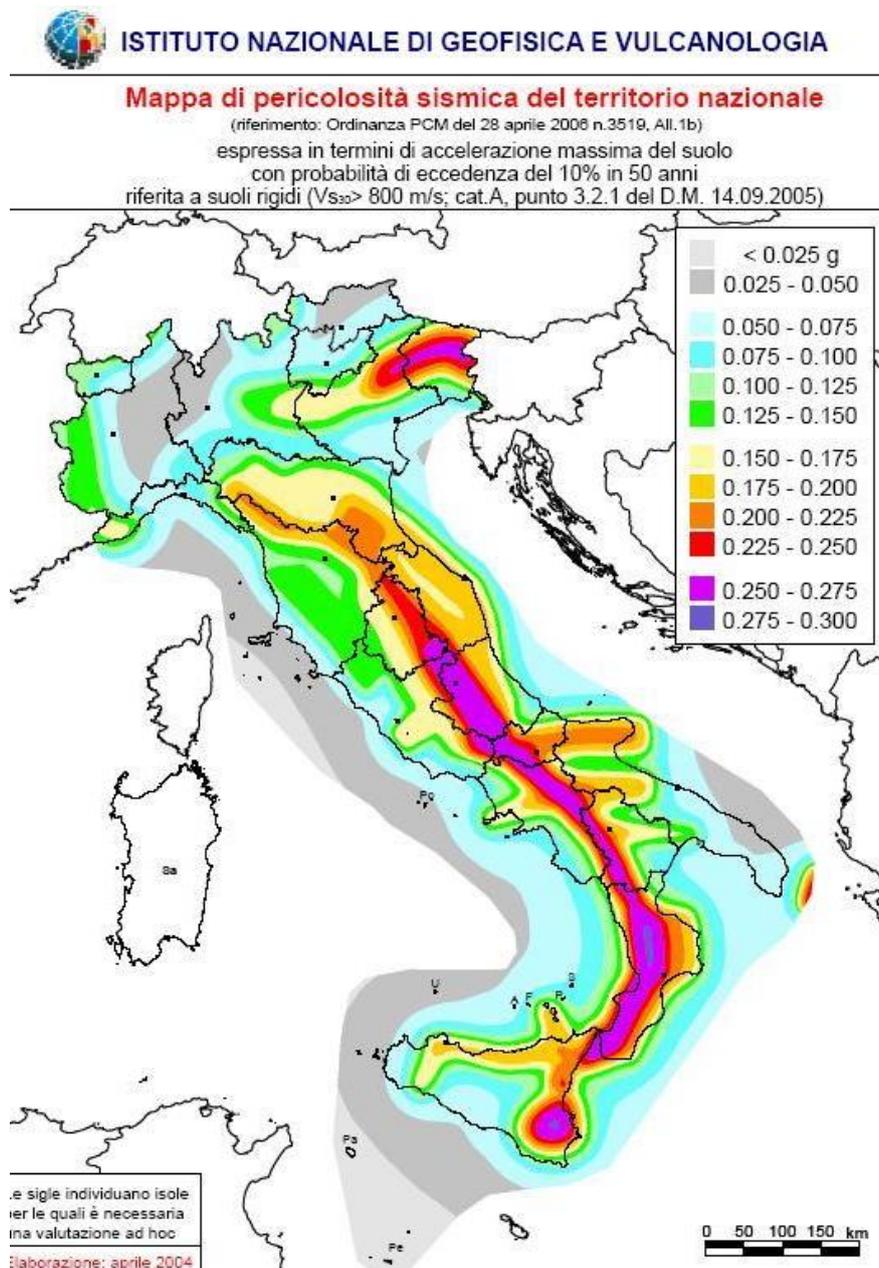


Fig. 4.2.1 Mappa di pericolosità sismica-MPS04 (Stucchi *et al.* 2004)

4.3 - Classificazione sismica

Per ridurre gli effetti del terremoto, l'azione dello Stato si è concentrata sulla classificazione del territorio, in base all'intensità e alla frequenza dei terremoti del passato, e sull'applicazione di speciali norme per le costruzioni nelle zone classificate sismiche (*Sito del Dipartimento della Protezione Civile*). Sino al 2003 il territorio nazionale era classificato in tre categorie sismiche. Nel 2003 sono stati emanati i criteri di nuova classificazione sismica del territorio nazionale, basati sugli studi e le elaborazioni più recenti relative alla pericolosità sismica del territorio, ossia sull'analisi della probabilità che il territorio venga interessato in un periodo di tempo di 50 anni da un evento che superi una determinata soglia di scuotimento. A tal fine è stata pubblicata l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n.3274 del 20 marzo 2003. Un aggiornamento dello studio di pericolosità di riferimento nazionale è stato adottato con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n.3519 del 28 aprile 2006. Il nuovo studio di pericolosità ha introdotto degli intervalli di accelerazione massima su suolo rigido (ag), con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni, da attribuire alle 4 zone sismiche. Secondo questa Ordinanza i comuni italiani sono stati classificati in 4 categorie principali:

1. Zona 1: sismicità alta, $ag > 0.25$. E' la zona più pericolosa, possono verificarsi fortissimi terremoti.
2. Zona 2: sismicità media, $0.15 < ag < 0.25$. In questa zona possono verificarsi forti terremoti.
3. Zona 3: sismicità bassa, $0.05 < ag < 0.15$. In questa zona possono verificarsi forti terremoti ma rari.
4. Zona 4: sismicità molto bassa, $ag < 0.05$. E' la zona meno pericolosa, i terremoti sono rari.

Tali valori non sono di riferimento per la progettazione e rimangono validi solo per la gestione e il controllo del territorio da parte degli enti locali. Per la progettazione le attuali Norme Tecniche per le Costruzioni (Decreto Ministeriale del 14 gennaio 2008) utilizzano la carta di pericolosità (Fig. 4.2.1) che attribuisce un valore di accelerazione di riferimento per ogni punto del territorio nazionale indipendentemente dai confini amministrativi comunali (Fig.4.3.1).

Dalla mappa di pericolosità regionale di fig. 4.3.2 così come dalla mappa interattiva di pericolosità sismica di fig.4.3.1 (<http://esse1-gis.mi.ingv.it/>), l'Emilia Romagna è caratterizzata in generale da una pericolosità medio-bassa. Nella parte centrale che comprende anche la zona del Bolognese mostra solo una piccola zona a pericolosità media. Questa è la zona che anche dalle fig. 3.2.2 e 3.2.3 oltre che dal quadro tettonico mostra una maggiore propensione al rilascio sismico..

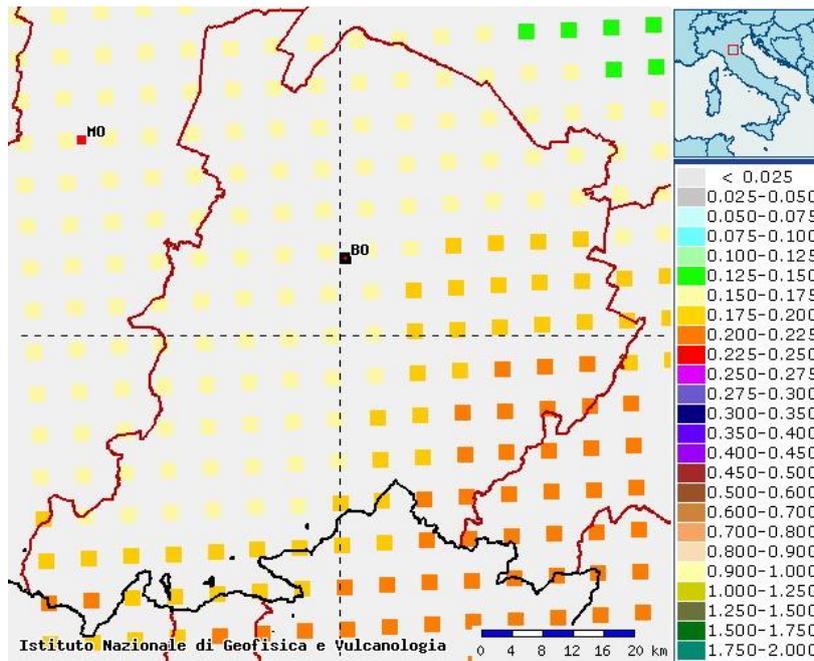


Figura 4.3.1 Valori di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni per il territorio bolognese (fonte: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>).

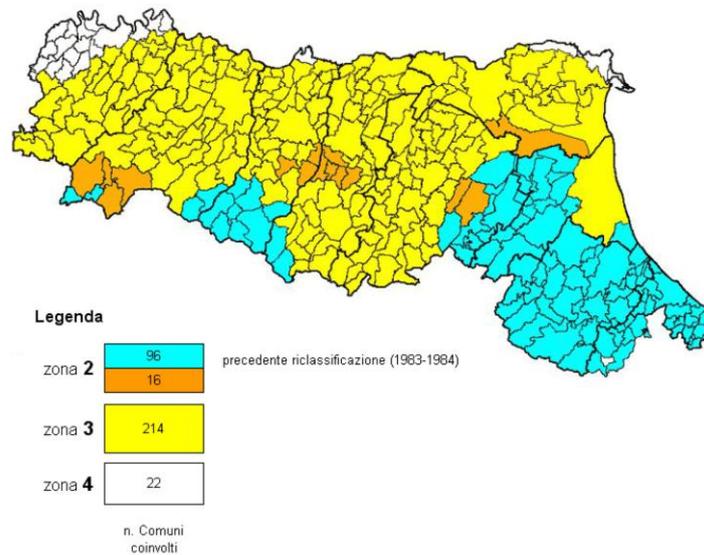


Fig. 4.3.2 Mappa di classificazione sismica dell'Emilia Romagna (fonte: Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli - <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/la-classificazione-sismica>)

Conclusione

Come si è visto, dal punto di vista tettonico Bologna è compresa tra le cosiddette “pieghe ferraresi” della Dorsale Ferrarese a N ed il “sovrascorrimento pede-appenninico” a S. Queste linee tettoniche sono tra le maggiori responsabili dei terremoti che avvengono in Emilia. La zona di Bologna e provincia è quindi in una posizione che si può considerare privilegiata dal punto di vista sismico rispetto ad altre città dell’Emilia-Romagna, in quanto le linee tettoniche sopra citate non attraversano il basamento di Bologna.

La testimonianza del fatto che la zona del Bolognese non sia a grande rischio sismico è data anche dalla sismicità storica. Le principali sequenze sismiche riportate nei documenti storici giunti fino ai giorni nostri sono: quella del 1504-1505, quella del 1779-1780, le varie scosse dell’800, ed, infine, la sequenza sismica del 1929. Tutte queste scosse hanno avuto una magnitudo compresa tra il 5 ed il 6, quindi sufficientemente grandi da causare paura e scompiglio nella popolazione ma comunque non così elevate da causare morti e crolli di interi edifici. Da questi dati della sismicità storica possiamo ricavare due informazioni importanti: la prima è che l’occorrenza dei terremoti è abbastanza bassa (circa un terremoto forte ogni 100 anni), la seconda è che i terremoti avvenuti hanno una magnitudo non distruttiva. Inoltre, sempre analizzando i terremoti storici, si osserva che l’epicentro è raramente localizzato a Bologna città, ma più spesso nella zona di provincia. Questa è un’informazione positiva in quanto in provincia la densità abitativa è minore ed in più il patrimonio edilizio ha un’importanza culturale e storica limitata rispetto a quella del capoluogo.

Dalla mappa di classificazione sismica più recente l’area del Bolognese rientra nelle zone 2 e 3, ossia a medio-basso rischio sismico. I comuni del Bolognese con zonazione 2, quindi a medio rischio sismico, sono, tra gli altri, Castel San Pietro Terme, Imola, Medicina, Monterenzio e Ozzano dell’Emilia. Alla zona 3, quindi a basso rischio sismico, appartengono Bologna, Calderara di Reno, Bentivoglio, Bazzano, Monghidoro, Crevalcore, Vergato e molti altri. In totale i comuni del Bolognese a zonazione 2 sono 12, mentre quelli a zonazione 3 sono 48.

Considerando i dati ottenuti dall’inquadramento tettonico dell’area in esame, dai dati di sismicità storica e dalla classificazione sismica del territorio sulla base della pericolosità sismica, si può concludere affermando che il territorio del Bolognese si può considerare come una zona a basso rischio sismico. Nonostante ciò, anche se si possono fare stime a lungo termine e calcolare almeno matematicamente la probabilità che questo tipo di eventi si verifichino in un determinato intervallo di tempo, non si può eliminare il rischio connesso ad una determinata area. Per questo motivo bisogna applicare misure preventive, ad esempio sulle costruzioni, in modo da mitigare l’effetto del terremoto in termini di vite umane e di crolli nel caso che una certa soglia venga superata.

Bibliografia

- Boschi E. & Dragoni M., 2000. Sismologia, UTET Torino, pp.315.
- Boschi E. & Guidoboni E., 2003. I terremoti a Bologna e nel suo territorio dal XII al XX secolo, Editrice Compositori Bologna, pp. 597.
- Cornell C. A., 1968. Engineering seismic risk analysis. Bull. Seism. Soc. Am., 58, pp. 1583-1606.
- De Rossi M.S., 1887. Concetto e classificazione degli osservatori geodinamici in generale e descrizione scientifica del R. Osservatorio Geodinamico di Rocca di Papa, in "Bullettino del Vulcanismo Italiano", A.XIV, pp.65-96.
- Sito del Dipartimento della Protezione Civile - Presidenza del Consiglio dei Ministri.
<http://www.protezionecivile.gov.it>
- Grunthal G.,1998. European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). Conseil de l'Europe. Cahiers du Centre Europeèn de Gèodynamique et de Sèismologie, 15, Luxembourg
- Martelli L., A. Amorosi & P. Severi, 2009. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 221 Bologna, Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia Romagna, pp.107. Disponibile a:
http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/221_Bologna.pdf
- Martelli L., 2011. Quadro sismotettonico dell'Appennino emiliano - romagnolo e della Pianura Padana centrale, Riassunti estesi delle comunicazioni al 30° Convegno Nazionale, Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida, p.152-156.
- Medvedev S.V., W. Sponheuer, V. Karnik, 1965. Seismic intensity scale, MSK 1964. Academy of Science of the USSR, Soviet Geophysical Committee, Moscow, pp 13.
- Rovida A., R. Camassi, P. Gasperini & M. Stucchi (a cura di), 2011. CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Bologna. doi: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI11>
- Sieberg A.,1932. Erbeben. In: Gutenberg B (ed) Handbuch der Geophysik 4:552–554 in German
- Stucchi M., Akinci A., Faccioli E., Gasperini P., Malagnini L., Meletti C., Montaldo V. & Valensise G., 2004. Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dell'ordinanza PCM del 20 marzo 2003, n 3274, All. 1, INGV, Milano. Disponibile a:
http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto_conclusivo.pdf
- Wood H.O. & F. Newmann, 1931. Modified Mercalli intensity scale of 1931. Bull Seismol Soc Am 21:277–283.