

NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA SISMOTETTONICA DELLA REGIONE EMILIA ROMAGNA ED AREE LIMITROFE

EXPLANATORY NOTES OF THE SEISMOTECTONIC MAP OF THE EMILIA-ROMAGNA REGION AND SURROUNDING AREAS

a cura di

Luca Martelli¹ (*coord.*), Marco Bonini², Lorenzo Calabrese¹, Giacomo Corti², Giulio Ercolessi¹,
Fabio Carlo Molinari¹, Luigi Piccardi², Silvia Pondrelli⁴, Federico Sani³, Paolo Severi¹



1 - Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli
2 - Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Firenze
3 - Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra
4 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna

Coordinamento editoriale: Simonetta Scappini

(Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli)

Presentazione

La conoscenza dei fenomeni e delle dinamiche ambientali ha sempre rappresentato una priorità della Regione Emilia-Romagna: costituisce la premessa per la sicurezza dei cittadini e la gestione sostenibile del territorio. Già la prima legge regionale sull'urbanistica, la n. 47/1978, richiedeva la valutazione della compatibilità degli interventi con le condizioni di pericolosità locale. Per agevolare l'attività di professionisti e operatori, tra la fine degli anni '80 e l'inizio degli anni 2000 è stata realizzata la cartografia geologica di dettaglio dell'intero territorio emiliano-romagnolo e, dalla fine degli anni '90, si sono promossi specifici approfondimenti geotematici per una maggiore conoscenza delle caratteristiche e delle risorse del sottosuolo.

E' così che nei primi anni 2000 è nata la prima carta sismotettonica dell'Emilia-Romagna, pubblicata nel 2004. Da allora si sono svolti numerosi nuovi approfondimenti scientifici e varie parti del territorio sono state purtroppo interessate da sequenze sismiche importanti. La più grave è stata quella di maggio 2012, che ha interessato un vasto settore della Pianura Padana centrale causando 29 vittime, quasi 400 feriti e danni ingentissimi stimati, per il solo territorio emiliano, in oltre 12 miliardi di euro. A precederla, il 23 dicembre 2008, quella che ha colpito il basso Appennino e la zona pedecollinare tra Parma e Reggio Emilia.

Anche alla luce di simili eventi, si è ritenuto opportuno approfondire alcuni aspetti legati all'attività delle strutture tettoniche e aggiornare la carta sismotettonica regionale, ampliandone l'area di studio. La nuova edizione aggiorna la precedente; si propone come una sintesi a scala regionale delle conoscenze attualmente disponibili; ambisce ad agevolare, e possibilmente a stimolare, ulteriori approfondimenti e studi di dettaglio in specifiche zone.

Risultati che potranno essere raggiunti grazie al prezioso lavoro del Servizio geologico, sismico e dei suoli della Regione e di tutti i suoi collaboratori che, con passione e grande competenza, ancora una volta hanno messo a disposizione della comunità regionale un nuovo strumento di fondamentale importanza. Un'ulteriore dimostrazione di quanto possa essere rilevante il contributo della Pubblica Amministrazione nel percorso di crescita scientifica delle comunità, per renderle sempre più resilienti e sicure dai rischi.

Paola Gazzolo

*Assessore alla Difesa del suolo e della costa,
Protezione civile, Politiche ambientali e della montagna*

INDICE

1 - INTRODUZIONE	pag	5
1.1 - DEFINIZIONE DI STRUTTURA ATTIVA	“	6
1.2 - CONTRIBUTI E AUTORI	“	7
2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO E AREE LIMITROFE	“	9
2.1 - LA ZONA ASSIALE	“	11
2.1.1 - Le unità alloctone s.l.	“	11
2.1.2 - Le unità delle avanfosse	“	12
2.1.3 - Le unità pre-avanfossa	“	12
2.1.4 - Le successioni dei bacini plio-quadernari intermontani	“	13
2.2 - IL MARGINE APPENNINICO PADANO	“	13
2.3 - LA PIANURA E LA COSTA.	“	16
3 - LA SISMICITÀ DELL'EMILIA-ROMAGNA.	“	18
4 - I NUOVI DATI	“	22
4.1 - I DATI SISMOLOGICI.	“	22
4.1.1 - I dati storici	“	22
4.1.2 - I dati strumentali	“	25
4.1.3 - I meccanismi focali	“	25
4.1.4 - Le sorgenti sismogenetiche (<i>DISS Working Group, 2015</i>)	“	26
4.2 - LE INDAGINI DEL TERRENO.	“	29
4.2.1 - Le aree con evidenze morfo-strutturali di attività tettonica recente	“	30
4.2.1.a - La zona assiale della catena	“	30
4.2.1.b - Il margine appenninico-padano.	“	46
4.2.1.c - La pianura e la costa.	“	59
4.3 - I DATI DI SOTTOSUOLO	“	61
4.3.1 - L'analisi dei dati di pozzo e delle linee sismiche	“	62
4.3.1.a - I dati di pozzo	“	62
4.3.1.b - Le linee sismiche	“	62
4.3.2 - L'analisi dei dati di pozzo e delle linee sismiche	“	63
4.3.2.a - Le principali sequenze deposizionali	“	63
4.3.2.b - Le faglie principali	“	64
4.3.2.c - Commento alle sezioni	“	64
4.3.3 - La cartografia di base del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (SERS)	“	67
4.4 - ALTRI DATI.	“	70
4.4.1 - Le manifestazioni di idrocarburi e di acque calde in superficie	“	70
4.4.2 - I movimenti del suolo in pianura	“	71
5 - CONSIDERAZIONI FINALI.	“	73
EXTENDED ABSTRACT	“	79
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI/REFERENCES	“	86

1 - INTRODUZIONE

La cartografia è uno degli strumenti più efficaci per la rappresentazione delle conoscenze di un territorio.

Di conseguenza, le carte, specialmente quelle geologiche e geotematiche, sono documenti fondamentali per una programmazione territoriale che tenga nella dovuta considerazione gli elementi naturali di pericolosità locale, al fine di mettere in atto politiche più efficaci sia per la mitigazione dei rischi naturali sia per la gestione sostenibile del territorio e delle sue risorse.

Per questi motivi il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, tra la fine degli anni '90 e l'inizio degli anni 2000, dopo avere completato il rilevamento geologico di tutto il territorio regionale, ha promosso vari studi geotematici (RER – ENI, Agip, 1998; RER, 1999; Cerrina Feroni et al., 2002; Boccaletti et al., 2004) per acquisire ulteriori conoscenze del sottosuolo regionale e delle aree limitrofe.

Il territorio dell'Emilia-Romagna è costituito grosso modo per la metà meridionale dai rilievi dell'Appennino settentrionale e per l'altra metà dalla Pianura Padana e dalla costa adriatica a sud del Po (fig. 1.1).

La presenza di morfologie estremamente giovani, le evidenze di sollevamenti recenti e la frequente sismicità testimoniano che il processo di strutturazione di questo territorio è ancora attivo.

L'Emilia-Romagna, pur avendo una pericolosità sismica meno elevata rispetto ad altre aree del territorio nazionale, è comunque soggetta ad una sismicità rilevante e, considerando l'elevata concentrazione di abitanti, attività produttive e beni artistici, nonché la vulnerabilità delle costruzioni, è sicuramente una regione ad alto rischio sismico.

Come purtroppo insegna l'esperienza, i terremoti¹ hanno sempre pesanti ricadute sulle attività e lo sviluppo del territorio.

Ancora oggi in caso di forti terremoti, si veda l'esperienza di L'Aquila 2009 e dell'Emilia 2012, oltre ai danni ingentissimi in termini di persone coinvolte, perdita di vite umane e numero di feriti, danni agli edifici, ai beni artistici e alle attività produttive (Galli e Camassi, 2009; <http://www.regione.abruzzo.it/gestioneTerremoto/index.asp>; Galli et al., 2012; QUEST, 2012; <http://www.regione.emilia-romagna.it/terremoto>; RER, 2016), bisogna considerare un periodo di ricostruzione di almeno 4÷5 anni.

Inoltre, in un territorio intensamente urbanizzato come quello dell'Emilia-Romagna, importanti conseguenze si possono avere anche in caso di terremoti di moderata energia, come ad esempio nel caso del sisma dell'Appennino emiliano del 23/12/2008 che, nonostante una magnitudo non elevata ($M_L=5.1$; $M_W=5.36$), ha avuto comunque importanti conseguenze sulle attività economiche dell'intera area pedeappenninica tra le province di Reggio Emilia e Parma.

La sismicità è dunque un aspetto che condiziona fortemente la gestione del territorio in tutte le sue fasi: dalla programmazione territoriale alla pianificazione urbanistica, dalla prevenzione alla pianificazione delle attività di protezione civile per il superamento delle fasi di emergenza, dalla progettazione alla realizzazione, nonché manutenzione, delle costruzioni, sia ordinarie che strategiche, e delle grandi opere.

Per avere un quadro degli elementi che concorrono alla pericolosità sismica regionale, alla fine degli anni '90 la Regione Emilia-Romagna ha avviato una collaborazione con il Consiglio Nazionale delle Ricerche per un progetto di ricerca di sismotettonica.

Lo studio delle strutture tettoniche² può portare innanzi tutto al riconoscimento del grado di attività delle strutture stesse, permettendo di classificarle in attive o potenzialmente attiva o non attive, e con specifici approfondimenti, alla valutazione dei

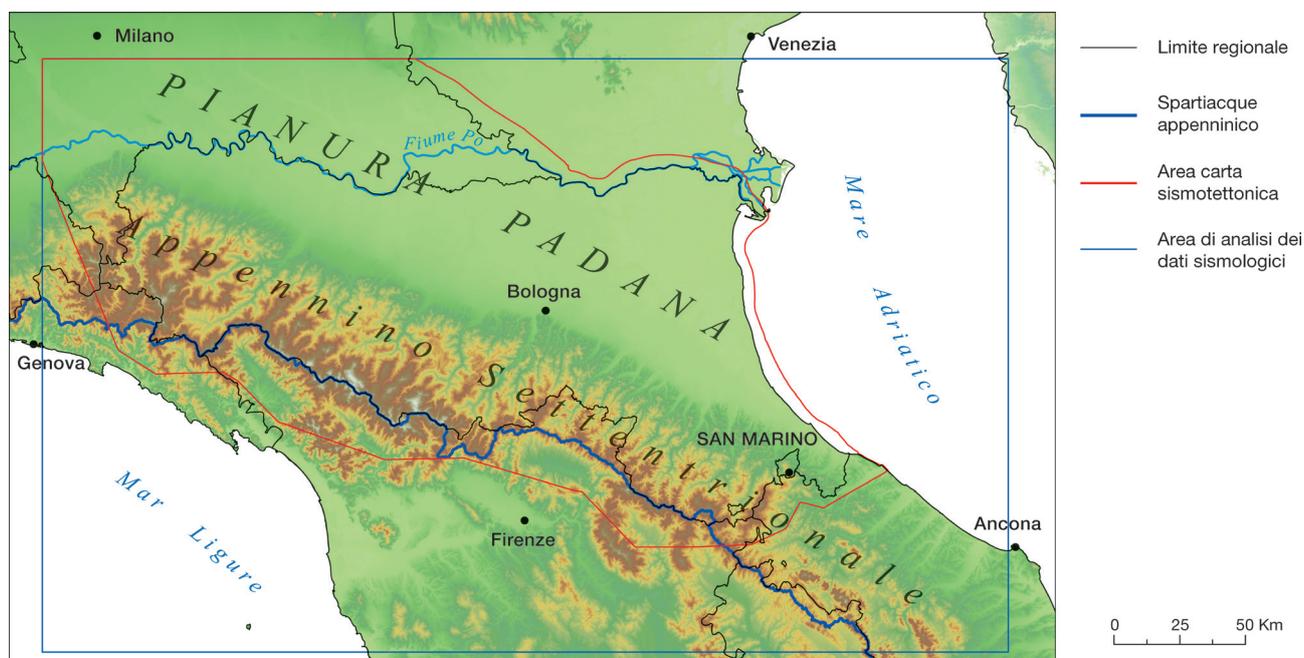


Figura 1.1 Inquadramento geografico dell'area di studio.

Figure 1.1 Geographical framework of the study area.

¹ **Terremoto:** oscillazione del terreno provocata da un'improvvisa rottura nel sottosuolo; è detto anche sisma o scossa tellurica; la superficie lungo la quale avviene il rapido scorrimento che genera il terremoto è detta faglia.



Figura 1.2 Mappa degli epicentri dei principali terremoti ($M_W \geq 4$) che hanno interessato l'Emilia-Romagna dal 2004 (ISIDe Working Group INGV, 2015).

Figure 1.2 Map of the epicenters of major earthquakes ($M_W \geq 4$) occurred in Emilia-Romagna since 2004 (ISIDe INGV Working Group, 2015).

tassi di movimento di una faglia³, ai tempi di ricorrenza di un terremoto e ad una stima della potenziale magnitudo massima. E' evidente come tale studio possa dare un cospicuo contributo alla riduzione del rischio sismico già in fase di programmazione territoriale e pianificazione urbanistica.

I risultati di tale progetto, sintesi dei dati sismologici e degli elementi strutturali riconosciuti come attivi e potenzialmente attivi sulla base di dati morfologici, geologici e geofisici, furono pubblicati in edizione provvisoria nel 2003 e l'anno successivo nella versione definitiva (Boccaletti et al., 2004). Tale studio si è rivelato un riferimento fondamentale non solo per la conoscenza della pericolosità sismica regionale ma anche per altre applicazioni, come ad esempio la ricerca e la gestione sostenibile delle risorse del sottosuolo profondo (geotermia, idrocarburi, ecc.).

Dal 2004 ad oggi molte cose sono successe e nuove conoscenze sono state acquisite. Le reti sismiche sono state implementate, la Pianura Padana e l'Appennino settentrionale sono stati interessati da varie sequenze sismiche (fig. 1.2) e nuovi studi sono stati effettuati. Ciò ha permesso di acquisire una considerevole quantità di nuovi dati e caratterizzare meglio le strutture tettoniche.

Si è quindi ritenuto opportuno procedere all'aggiornamento della Carta Sismotettonica pubblicata nel 2004 anche ampliandone l'area di studio.

L'estensione degli studi ad un'area più ampia del territorio regionale si è resa necessaria in quanto alcuni processi e fenomeni naturali che avvengono fuori regione possono comunque influenzare l'evoluzione e la sicurezza del territorio e le attività in Emilia-Romagna; basta pensare, nel caso specifico, ai forti terremoti della Pianura Padana a nord del Po (1117 e 1222), del Mugello (1919) e della Garfagnana (1920) che hanno causato danni gravi anche in Emilia-Romagna.

1.1 - DEFINIZIONE DI STRUTTURA ATTIVA

Per la realizzazione di una cartografia sismotettonica è fondamentale l'identificazione e la rappresentazione delle strutture tettoniche attive.

Generalmente una faglia viene considerata attiva se esiste la possibilità che possa attivarsi in un intervallo di tempo futuro che interessa la nostra società (Wallace, 1986).

Le faglie che hanno la maggiore probabilità di muoversi in un futuro prossimo sono da ricercarsi tra quelle che si sono mosse nelle fasi più recenti della storia geologica. Così le principali definizioni di faglia attiva prendono in considerazione un intervallo di tempo che traduca in termini più precisi l'espressione generica "fasi più recenti della storia geologica". Sulla scelta di questo intervallo di tempo purtroppo non c'è molto accordo tra i vari Autori. Si va, così, da definizioni molto restrittive, che considerano attive le faglie che si sono mosse almeno una volta negli ultimi 10.000 anni (U.S. Environmental Protection Agency, 1981; USGS, Earthquake glossary), ad altre, invece, molto estensive, che considerano attive le faglie che presentano movimenti nel "regime tettonico corrente" (Slemmons e McKinney, 1977; Muir Wood e Mallard, 1992), che in Appennino settentrionale potrebbe significare anche un periodo di oltre due milioni di anni (Quaternario). Boschi et al. (1996) propongono di considerare

² **Struttura tettonica:** deformazione della crosta terrestre dovuta alle forze agenti nell'interno della Terra; può essere di tipo fragile, ovvero dovuta ad una rottura tipo frattura o faglia, o duttile, ovvero senza rottura e quindi una piega.

³ **Faglia:** frattura della roccia lungo la quale si ha lo scorrimento relativo dei blocchi; una faglia si genera quando lo stress a cui è sottoposta la roccia supera il limite di rottura della roccia stessa; se lo scorrimento dei due blocchi produce un raccorciamento rispetto alle condizioni precedenti la rottura la faglia si definisce inversa o sovrascorrimento, se invece produce un'estensione la faglia si definisce diretta o normale o estensionale; se lo scorrimento relativo dei due blocchi è orizzontale la faglia si definisce trascorrente.

attive, ai fini della valutazione del rischio sismico, quelle strutture che mostrano evidenze di attività nel Pleistocene superiore (≤ 125 ka) e la possibilità di generare terremoti importanti.

La U.S. Nuclear Regulatory Commission (NRC, 1997) definisce di interesse per la valutazione del rischio sismico una struttura tettonica che ha causato deformazioni ricorrenti del paesaggio o di depositi geologici negli ultimi 500.000 anni o almeno una volta negli ultimi 50.000 anni o quando mostra evidenze di attività nel regime tettonico corrente (i.e. nel Quaternario, approssimativamente negli ultimi 2 milioni di anni).

Le linee guida della International Atomic Energy Agency (IAEA, 2010) distinguono tra differenti ambienti tettonici proponendo di considerare il periodo Pleistocene superiore-Olocene nelle aree di margine delle placche tettoniche e il periodo Pliocene-Quaternario nelle aree intraplacca.

Machette (2000) specifica che le mappe delle faglie per l'analisi del rischio sismico dovrebbero considerare un intervallo di tempo che include diversi cicli sismici. Se, per esempio, la ricorrenza in un'area è di 20.000-50.000 anni le mappe dovrebbero includere faglie di età dell'ordine di 50.000-100.000 anni.

Il Dipartimento della Protezione Civile, ai fini della microzonazione sismica, considera attiva una faglia che presenta evidenze di almeno un'attivazione negli ultimi 40.000 anni, per cui si presume che lo scorrimento possa ancora verificarsi (Gruppo di Lavoro MS, 2008).

Per le finalità di questa carta, tra le quali rientra anche quella di fornire elementi conoscitivi a scala regionale per programmare specifici approfondimenti, si è preferito adottare una definizione estensiva ed è stata confermata quella adottata nella precedente versione (Boccaletti et al., 2004). Vengono quindi indicate come **attive** quelle strutture che mostrano chiare evidenze di influenza sull'evoluzione morfologica del paesaggio attuale o hanno deformato orizzonti stratigrafici non più antichi di 450.000 anni, età attribuita al limite inferiore del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (RER – ENI, Agip, 1998; RL - ENI, 2003). La superficie di base di questa unità stratigrafica è stata qui assunta come riferimento per classificare il grado di attività delle strutture in quanto è il *marker* stratigrafico più rappresentato e meglio definito alla scala del territorio d'interesse (v. 4.3.3). Le strutture che presentano evidenze minori o meno certe di influenza sull'evoluzione morfologica del paesaggio attuale o di deformazione degli orizzonti stratigrafici non più antichi di 450.000 anni sono qui definite **potenzialmente attive**.

Ulteriori indagini puntuali e mirate sulle singole strutture potranno ovviamente raffinare le informazioni sul grado di attività.

Un ulteriore fattore di rischio che le faglie attive possono rappresentare è quello dovuto alla potenziale instabilità derivante dalla fagliazione superficiale: le faglie attive che intersecano la superficie topografica possono infatti indurre effetti permanenti sul territorio e conseguenti danneggiamenti alle costruzioni. Proprio per questo aspetto fra le indagini di base della microzonazione sismica è richiesta anche la valutazione del rischio di fagliazione superficiale (Gruppo di lavoro MS, 2008) legato alla presenza di faglie attive capaci di produrre deformazione in superficie. La definizione di faglia attiva e capace ai fini della microzonazione sismica differisce però sostanzialmente dalla definizione di faglia attiva qui adottata e pertanto le faglie attive rappresentate in questa carta non possono essere considerate attive e capaci *sensu* ICMS (2008); per approfondimenti sulla definizione di faglia attiva e capace e sui criteri di rilevamento e rappresentazione cartografica si rimanda alle specifiche linee guida recentemente predisposte dalla Commissione Tecnica per la microzonazione sismica (2015) del Dipartimento della Protezione Civile.

Le strutture attive e potenzialmente attive rappresentate in questa nuova edizione della Carta Sismotettonica dell'Emilia-Romagna possono essere un riferimento per la programmazione di specifici approfondimenti mirati all'individuazione di faglie attive e capaci nell'ambito di studi per la microzonazione sismica del territorio.

1.2 - CONTRIBUTI E AUTORI

I vari lavori consultati per le verifiche delle informazioni riportate nell'edizione del 2004 e per l'aggiornamento sono di volta in volta discussi e citati nei vari capitoli delle presenti note illustrative.

La cartografia di base del settore appenninico è derivata dalla Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, dalla Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (da qui in avanti CARG) e dalla sintesi di Cerrina Feroni et al. (2002). Le informazioni utilizzate per la cartografia di base della pianura e della costa derivano dalla cartografia 1:250.000 "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna" (RER - ENI, Agip, 1998) e "Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia" (RL - ENI, 2002) e dal Modello Strutturale d'Italia alla scala 1:500.000 (CNR, 1992).

Per questo aggiornamento, oltre alla verifica di quanto pubblicato nel 2004, sono stati effettuati specifici approfondimenti e nuovi rilevamenti.

Fondamentale, per l'interpretazione delle strutture sepolte, la consultazione dei dati di sottosuolo resi disponibili da ENI SpA - Exploration & Production.

Silvia Pondrelli (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sede di Bologna) ha curato l'analisi dei dati sismologici, storici e strumentali, e ha selezionato i meccanismi focali provenienti da diversi cataloghi.

Luigi Piccardi (Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Firenze) ha effettuato i rilievi morfologici e geologici di terreno e l'analisi dei dati morfostrutturali che hanno permesso l'aggiornamento delle strutture tettoniche attive e potenzialmente attive della pianura emiliana e dell'Appennino emiliano-romagnolo.

Federico Sani (Università degli Studi di Firenze - Dipartimento di Scienze della Terra), Marco Bonini e Giacomo Corti (Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Firenze) hanno effettuato i rilievi morfologici e geologici di terreno e l'analisi dei dati che hanno permesso di aggiornare le strutture tettoniche attive e potenzialmente attive dei bacini intermontani toscani e delle zone di crinale appenninico tosco-emiliano e tosco-romagnolo.

Fabio Carlo Molinari (Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli) ha curato l'analisi e l'interpretazione dei dati di sottosuolo resi disponibili da ENI e la redazione delle sezioni geologiche a corredo della carta.

Paolo Severi (Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli) ha curato le informazioni relative ai movimenti del suolo della pianura emiliano-romagnola, alle emissioni naturali di idrocarburi e altre manifestazioni geologiche superficiali non usuali.

Lorenzo Calabrese (Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli) ha curato l'aggiornamento delle geometrie di alcune superfici di discontinuità considerate fondamentali per l'attribuzione del grado di attività delle strutture; in particolare ha curato la cartografia della superficie di discontinuità stratigrafica basale del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore rappresentata in carta per le zone di pianura e della costa.

Giulio Ercolessi (Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli) ha organizzato tutte le informazioni nella banca dati GIS che ha permesso la rappresentazione aggiornata della carta e degli schemi a corredo nonché delle mappe e schemi di sintesi delle presenti note illustrative.

Le attività sopra indicate, l'assemblaggio dei vari dati e la stesura delle note illustrative sono stati coordinati da Luca Martelli (Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli).

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO E AREE LIMITROFE

L'Emilia-Romagna si colloca grosso modo per metà sul versante padano dell'Appennino settentrionale e per l'altra metà in Pianura Padana; il limite regionale coincide per lunghi tratti a sud con lo spartiacque appenninico e a nord con il corso del Po (fig. 1.1).

Pur essendo due ambienti geomorfologici ben distinguibili, l'Appennino settentrionale e la Pianura Padana sono strettamente correlati (figg. 1.1 e 2.1). Le strutture appenniniche infatti proseguono ben oltre l'attuale limite morfologico catena-pianura, il cosiddetto margine appenninico-padano, ricoperte dai sedimenti quaternari padani (fig. 2.2) dando origine a dorsali sepolte note come Pieghe Emiliane e Ferraresi (Pieri e Groppi, 1981). Il vero fronte appenninico è quindi dato dai fronti degli accavallamenti delle Pieghe Emiliane e Ferraresi sulla piattaforma padano-veneta ed è attualmente localizzato circa in corrispondenza del fiume Po (figg. 2.1 e 2.2).

L'Appennino settentrionale è una catena a thrust nord-est vergenti facente parte del sistema alpino, formatosi in gran parte a spese della placca Adriatica per l'interazione fra le placche Africana ed Euroasiatica (v. ad es. Mantovani et al., 2009).

I movimenti orizzontali registrati dalle stazioni GPS (v. ad es. Serpelloni et al., 2006; Devoti et al., 2011; Bennet et al., 2012; Cenni et al., 2012) indicano in generale movimenti verso N-NE. Sulla base dei valori di velocità orizzontale degli spostamenti è possibile suddividere l'Appennino settentrionale in tre fasce parallele all'asse della catena (Viti et al., 2015): una settentrionale, o esterna, comprendente i fronti padani sepolti (Pieri e Groppi, 1981), il fronte pedeappenninico (Boccaletti et al., 1985) e il basso appennino emiliano-romagnolo, caratterizzata da velocità dell'ordine 2÷6 mm/a verso NNE÷NE, con i valori maggiori concentrati nella parte centrale e orientale e in quella orientale; una centrale e orientale, corrispondente alla zona assiale della catena, comprendente l'alto Appennino tosco-emiliano e tosco-romagnolo e i bacini intermontani toscani, con velocità dell'ordine 1÷3 mm/a verso N÷NNE; una meridionale, o interna, corrispondente alla zona ligure-tirrenica, con velocità minime, dell'ordine 0,5÷2 mm/a, verso E÷ENE nella parte settentrionale, ligure, e più disperse, tra NW e NE, nella parte meridionale (tirrenica).

La catena appenninica settentrionale è formata da una pila di unità tettoniche riferibili a due principali domini (figg. 2.1 e 2.2): il dominio Ligure, i cui sedimenti si sono depositi originariamente su crosta oceanica (Liguridi s.l., *Auctt.*), e il dominio Tosco-Umbro-Marchigiano, rappresentato da successioni del margine continentale dell'Adria la cui deposizione inizia nel Triassico.

La strutturazione delle unità appartenenti al Dominio Ligure avviene in più fasi tettoniche durante la formazione della catena eo-alpina (Cretaceo-Eocene) Europa-vergente (Boccaletti e Guazzone, 1970). Questo processo è legato alle fasi di chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese con subduzione della litosfera oceanica sotto l'Adria (Boccaletti et al., 1971; Boccaletti e Guazzone, 1974), accompagnata anche da movimenti transpressivi (Marroni e Treves, 1998).

È a partire dall'Oligocene superiore che inizia la formazione della catena dell'Appennino settentrionale a spese della crosta dell'Adria e della sua copertura sedimentaria, attraverso un processo di deformazione continentale polifasica. In particolare, nell'ambito di tale processo, si possono riconoscere due stadi compressivi principali: durante il primo, che si sviluppa dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore, viene definita la strutturazione dell'arco dell'Appennino settentrionale (stadio collisionale); nel secondo stadio, a partire dal Piacenziano, viene coinvolto il settore esterno della catena, con un *jumping* del fronte compressivo al quale si accompagna anche un cambiamento nella tipologia dei sedimenti che caratterizzano le avansosse. Nel primo stadio, infatti, si sviluppa un sistema di avansossa migrante verso est, costituito dalle note unità Macigno, Cervarola, Marnoso-Arenacea, Laga, con alimentazione principalmente di tipo alpino; nel secondo stadio si hanno sedimenti di tipo molassico, con apporto prevalentemente appenninico (Formazione di Porto Garibaldi e Sabbie di Asti, *sensu* AGIP, 1982; Dondi et al., 1982; Dondi e D'Andrea, 1986). Durante quest'ultimo stadio si verificano anche importantissime riattivazioni di parti già strutturate della catena interna che possono sia coinvolgere strutture preesistenti, sia generare nuove strutture con trend anche diverso da quelle precedentemente costituite (Boccaletti et al., 1995; Boccaletti e Sani, 1998). La deformazione si manifesta pertanto in maniera più diffusa e complessa, ed ai fenomeni di sovrascorrimento si accompagnano sempre più frequentemente fenomeni di trascorrenza lungo l'asse della catena (stadio post-collisionale).

I bacini che si sviluppano all'interno della catena a partire dal Tortoniano medio sono del tipo *thrust-top basin* e sono connessi ad attivazioni dei sovrascorrimenti del basamento e/o a riattivazioni di sovrascorrimenti preesistenti della copertura (Boccaletti et al., 1995, 1997; Boccaletti e Sani, 1998; Bonini et al., 1999; Finetti et al., 2001). In questo quadro, le faglie normali che interessano il settore interno della catena e che delimitano alcuni bacini si sono sviluppate successivamente lo sviluppo di tali bacini e sono tuttora potenzialmente sismogeniche (Piccardi et al., 1997; Sani et al., 2009; Di Naccio et al., 2013).

Vari modelli sono stati proposti per spiegare l'evoluzione geodinamica della catena nord-appenninica dopo la prima fase collisionale. Alcuni Autori applicano, anche se con modifiche, il classico modello che prevede una migrazione del fronte compressivo nelle zone esterne al quale si accompagna, nel settore interno, un regime estensionale che segue nel tempo e nello spazio lo *shifting* dei fronti compressivi (Merla, 1951; Boccaletti e Guazzone, 1974; Elter et al., 1975; Carmignani et al., 1980; Boccaletti et al., 1990; Patacca et al., 1990). Un secondo modello propone che il prisma di accrezione, ispessito dalla collisione crostale, tenda a collassare per recuperare le condizioni di equilibrio, sviluppando all'interno della catena strutture di tipo *core complex*; la catena nord-appenninica sarebbe quindi l'effetto di una tettonica gravitazionale tuttora attiva (Carmignani e Kliffeld, 1990; Carmignani et al., 1994; Decandia et al., 1993; Carmignani et al., 1995). Una terza ipotesi ritiene che la catena nord-appenninica sia l'espressione di fenomeni di estrusione crostale e litosferica, secondo modelli di deformazione plastico-rigida, legati all'interazione fra le placche Africana ed Eurasiatica, che attualmente convergono secondo una direzione circa NNW-SSE (Tapponnier, 1977; Boccaletti et al., 1982).

L'area di studio costituisce il raccordo fra la parte esterna della catena strutturata nel Miocene superiore-Pliocene inferiore e il settore padano-adriatico in cui le deformazioni, sepolte, sono prevalentemente di età Pliocene superiore-Quaternario, in parte tuttora attive.

Per quanto riguarda la descrizione dettagliata delle unità tettoniche, della stratigrafia e delle fasi tettoniche del settore di catena oggetto di questa Carta Sismotettonica, si rimanda alle note illustrative della Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino

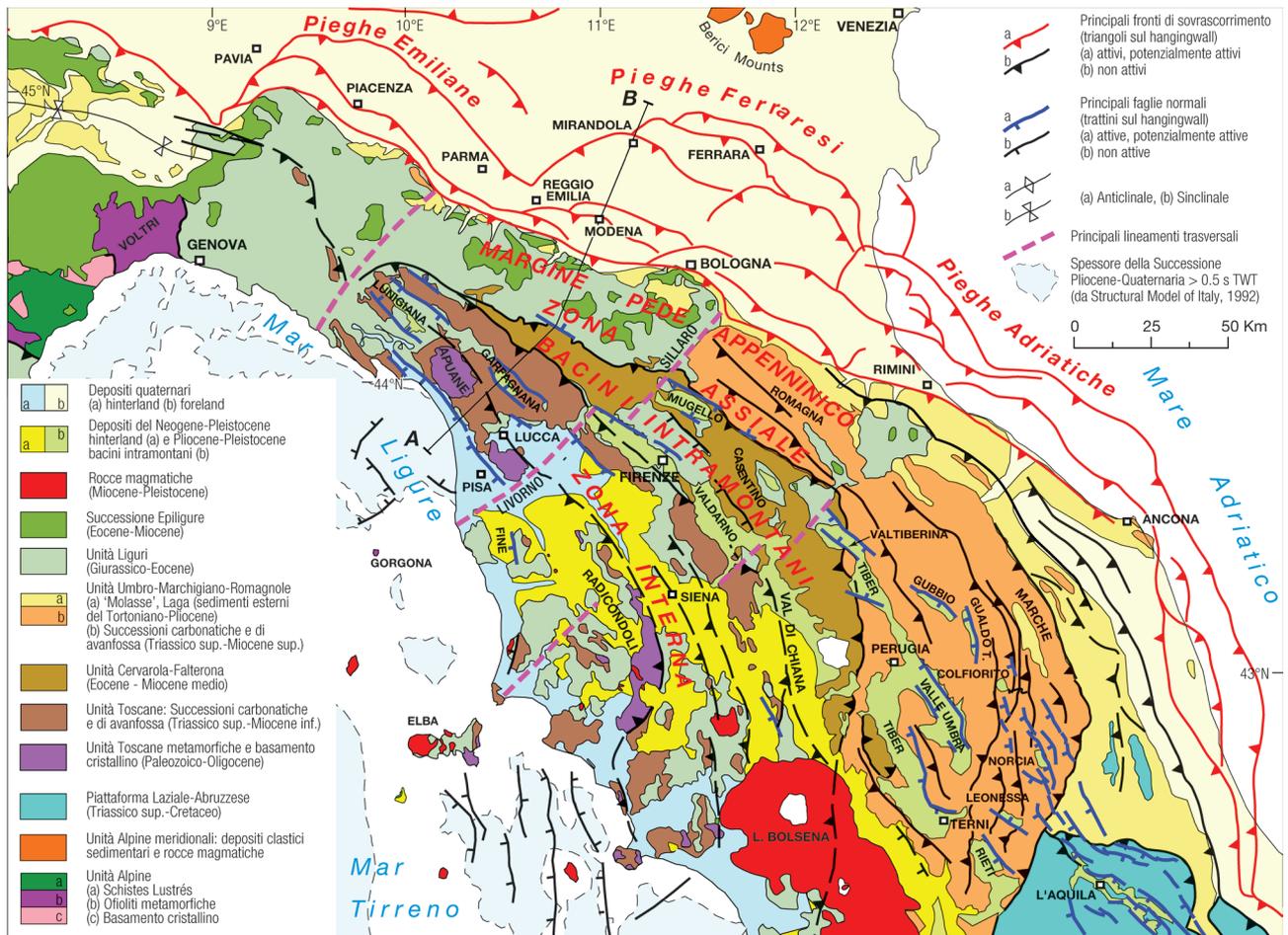


Figura 2.1: schema tettonico dell' Appennino settentrionale e della Pianura Padana.
 Figure 2.1: tectonic sketch map of the Northern Apennines and Po Plain.

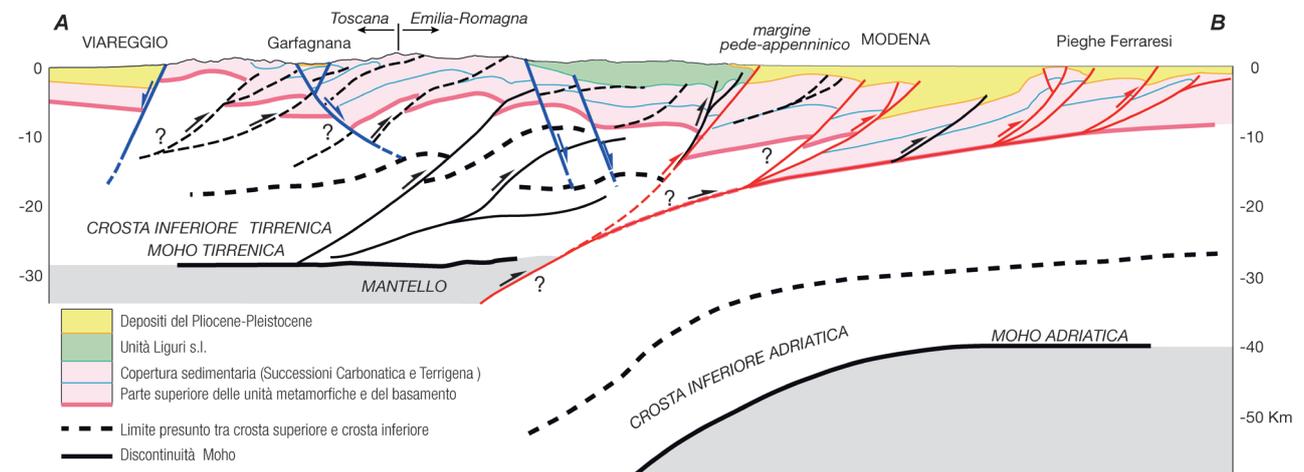


Figura 2.2: sezione geologica dal Mar Ligure al Po; traccia in figura 2.1.
 Figure 2.2: geological cross-section from the Ligurian Sea to the Po river; trace in Figure 2.1.

Emiliano-Romagnolo in scala 1:250.000 (Cerrina Feroni et al., 2002). Dato che il lavoro appena citato focalizza soprattutto le fasi fondamentali della storia sedimentaria e tettonica fino al Pliocene inferiore, che hanno portato alla strutturazione della catena nord-appenninica, abbiamo ritenuto opportuno, per meglio comprendere l'attività attuale dell'area, enfatizzare l'evoluzione sedimentaria e tettonica post-Pliocene inferiore.

Di seguito sono sinteticamente descritte le caratteristiche stratigrafiche e strutturali dell'area rappresentata nella carta, distinta nei 3 ambienti geomorfologici principali che la compongono: 1) la zona assiale, 2) il margine appenninico-padano e 3) la pianura e la costa.

2.1 - LA ZONA ASSIALE

È la parte morfologicamente più elevata della catena, le cui strutturazioni principali sono databili fino al Pliocene inferiore. Comprende la zona del crinale appenninico, il versante toscano fino a comprendere i bacini intermontani plio-quadernari settentrionali, l'alto e medio Appennino emiliano-romagnolo.

Le unità di questo settore possono essere così distinte:

- unità alloctone s.l.;
- unità delle avanfosse;
- unità pre-avanfossa;
- successioni dei bacini plio-quadernari intermontani.

2.1.1 - Le unità alloctone s.l.

Si tratta delle unità alloctone costituite per lo più dalle successioni pelagiche deposte su crosta oceanica e di transizione del paleo-oceano ligure-piemontese tra il Giurassico e l'Eocene medio (Liguri: unità cartografica 9), delle successioni pelagiche formatesi su crosta continentale assottigliata ai margini della placca dell'Adria tra il Cretaceo superiore e il Miocene inferiore (Subliguri e Sestola-Vidiciatico: unità cartografica 11) e delle successioni di *thrust-top basin* (Epiligure inferiore e superiore, rispettivamente unità cartografiche 7 e 8; Modino-Ventasso e Porretta: unità cartografica 10) deposte in discordanza sulle unità Liguri, Subliguri e Sestola-Vidiciatico durante la migrazione verso est terminata nella parte alta del Pliocene inferiore (zona a G. *Puncticulata*). Tutte queste unità sono comprese nell'unità A dei profili geologici a corredo della carta.

Le successioni di *thrust-top basin*, trattandosi di depositi sintettonici, sono caratterizzate da rapide variazioni verticali delle facies e numerose *unconformities* e pertanto costituiscono un ottimo riferimento stratigrafico per la datazione delle fasi tettoniche successive alla fase meso-alpina.

Queste unità alloctone sono sovrascorse, da ovest verso est, sulle unità Toscane e Umbro-Marchigiano-Romagnola, prevalentemente durante le fasi mioceniche e infraplioceniche.

Lungo la zona di accavallamento i terreni litologicamente riferibili alle Liguridi s.l., data l'intensa deformazione che ne impedisce l'attribuzione stratigrafica, sono stati talora cartografati come appartenenti ad una fascia cataclastica, da alcuni Autori descritta anche come un *mélange* tettonico (unità cartografica 13, anche questa compresa nell'unità A dei profili a corredo della carta).

Sono comprese tra le unità alloctone anche le evaporiti triassiche della Val Secchia (unità cartografica 12) che occupano una posizione intermedia tra la sovrastante unità Modino-Ventasso e il sottostante *mélange* tettonico che ricopre le arenarie di avanfossa mioceniche.

Attualmente le unità alloctone costituiscono la parte geometricamente superiore dell'Appennino a ovest della valle del Sillaro (Appennino emiliano) e nel Montefeltro, settore dell'Appennino romagnolo a est della valle del Savio. Lo spessore della coltre alloctona non è omogeneo ma risente dei sollevamenti dovuti all'attività delle strutture attive e recenti, in particolare di quelle profonde. Dalla figura 2.3 risulta infatti che la coltre alloctona ha forti spessori a ovest della Val Trebbia e nell'alto Appennino Parmense (fig. 2.3a) mentre è fortemente assottigliata, talora assente nelle "finestre tettoniche", in corrispondenza dell'accavallamento riattivato della Val Trebbia, che ha determinato anche la "finestra di Bobbio", e nel settore sollevato compreso tra le strutture di accavallamento sepolte del sistema Val Taro-Val d'Enza e della Val Panaro ed è del tutto assente nella Romagna centrale e orientale (fig. 2.3b). Secondo alcuni Autori (Ghelardoni, 1965; Bortolotti, 1966; Ricci Lucchi et al., 1982; Castellarin et al., 1985; Patacca e Scandone, 1985; Castellarin e Pini, 1989), la mancanza della coltre alloctona

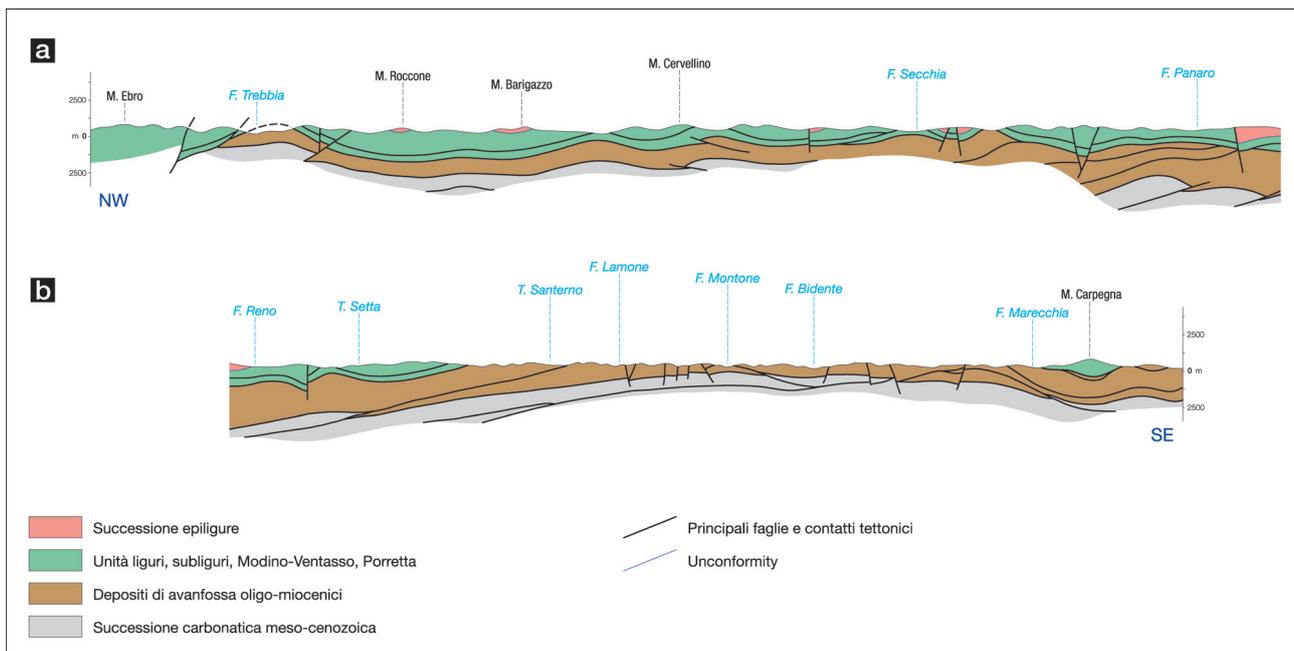


Figura 2.3: sezione longitudinale attraverso l'Appennino emiliano-romagnolo.

Figure 2.3: longitudinal cross-section through the Emilia-Romagna Apennines.

in Romagna è dovuta all'attività prevalentemente trascorrente di strutture trasversali, la "Linea del Sillaro" e la "Linea della Val Marecchia", che avrebbero permesso un maggiore avanzamento delle unità Liguri nei settori in cui sono ancora oggi presenti. Secondo altri Autori (Ten Haaf, 1985; Vai, 1988; Anelli et al., 1994; Cerrina Feroni et al., 1997, 2001, 2002; Zattin et al., 2000) la mancanza delle unità Liguri in Romagna è invece il risultato di un sollevamento differenziale dell'Appennino, che sarebbe iniziato prima in questo settore permettendo la completa erosione della coltre alloctona, la quale risulta preservata solo localmente, nelle zone di basso strutturale ("sinclinale di S. Piero in Bagno", Coltre della Val Marecchia). Secondo quest'ultima interpretazione, la Romagna sarebbe quindi una "finestra tettonica" e le strutture che mettono a contatto i terreni alloctoni con i terreni mio-pliocenici, lungo le valli del Santerno e del Sillaro a ovest e le valli del Savio e del Marecchia a est, non sarebbero faglie trascorrenti bensì le zone di affioramento della superficie di sovrascorrimento, analogamente a quanto avviene nelle "finestre" di Bobbio e di Salsomaggiore.

La stratigrafia e l'evoluzione tettonica di queste unità sono descritte e discusse in dettaglio nelle note illustrative dei vari fogli CARG; per una sintesi a scala regionale si rimanda alle note illustrative e alle tavole stratigrafiche della Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 (Cerrina Feroni et al., 2002).

2.1.2 - Le unità delle avanfosse

Appartengono a questo insieme le successioni di avanfossa oligo-mioceniche, dei domini Toscano (unità cartografica 17, OM nei profili geologici) e Umbro-Marchigiano-Romagnolo (unità cartografica 16, M nei profili geologici), deposte sulla piattaforma continentale dell'Adria durante la strutturazione appenninica iniziata nell'Oligocene superiore. Dall'interno verso l'esterno della catena si distinguono le successioni del Macigno e del Monte Falterona (Oligocene superiore-Miocene inferiore) e del Monte Cervarola (Miocene inferiore-medio), che rappresentano i riempimenti delle avanfosse del dominio Toscano, e le successioni della Marnoso-Arenacea romagnola e di Salsomaggiore (Miocene inferiore-superiore), riempimenti dell'avanfossa del dominio umbro-marchigiano-romagnolo. Il substrato di questi depositi di avanfossa è costituito dalle argille e marne di mare profondo degli Scisti Varicolori del dominio Toscano e dalle marne dello Schlier del dominio Umbro-Marchigiano-Romagnolo.

Queste successioni sono tra loro separate, e al loro interno ripetute, da thrust di importanza regionale formati, dall'interno verso l'esterno, prevalentemente durante le fasi del Miocene superiore e del Pliocene inferiore, e successivamente riattivati.

La sedimentazione nelle avanfosse, date le variazioni composizionali che riflettono le varie aree di provenienza del detrito, le variazioni dei tassi di sedimentazione e la geometria dei corpi sedimentari, sono ottimi indicatori delle fasi tettoniche sin-deposizionali. La distribuzione spazio-temporale dei sistemi torbiditici oligo-miocenici dell'Appennino settentrionale è quindi indicativa della migrazione da ovest verso est del sistema fronte-avanfossa, registrando in particolare il passaggio dal dominio Toscano a quello Romagnolo (fase Burdigaliana) e la chiusura dell'avanfossa del dominio umbro-marchigiano-romagnolo (fase Tortonian sup. – Messiniano inf.).

Il tetto attuale di queste unità nella parte assiale della catena è costituito dalla superficie di sovrascorrimento dell'insieme delle unità alloctone Liguri e Subliguri. Tuttavia, la presenza di sedimenti prevalentemente fini di scarpata e piattaforma che chiudono le successioni torbiditiche (Marne di Vicchio dell'Aquitano-Burdigaliano nel dominio Toscano; Marne di Verghereto del Serravalliano sup.-Tortoniano nel dominio Umbro-Marchigiano-Romagnolo) evidenzia come la messa in posto dell'insieme alloctono avvenisse via via su bacini sempre meno profondi, a seguito della migrazione verso est del sistema catena-avanfossa (Cibin et al., 2004; Di Giulio et al., 2012).

In corrispondenza dell'attuale margine appenninico-padano la messa in posto della coltre alloctona è avvenuta nel Pliocene inferiore e il tetto della successione dell'avanfossa miocenica è costituito dalle evaporiti messiniane (unità cartografica 15, compresa nell'unità Me nei profili a corredo della carta).

Il substrato stratigrafico di queste unità è costituito dalle rispettive successioni carbonatiche meso-cenozoiche toscane e umbra dalle quali, tuttavia, le unità oligo-mioceniche di avanfossa risultano attualmente scollate lungo gli orizzonti marnosi basali (Scaglia Toscana, Scisti Varicolori, Schlier: unità EO nei profili a corredo della carta), dando origine a scorrimenti verso NE, con sostituzione di copertura nella parte interna e assiale della catena, che diventano via via meno importanti verso il margine.

La stratigrafia e l'evoluzione tettonica di queste unità è descritta e discussa in dettaglio nelle note illustrative dei vari fogli CARG; per una sintesi a scala regionale si rimanda alle note illustrative e alle tavole stratigrafiche della Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 (Cerrina Feroni et al., 2002).

2.1.3 - Le unità pre-avanfossa

Nell'estremità sud-ovest dell'area d'interesse di questo studio, a costituire il fianco meridionale del bacino intermontano della Garfagnana, affiorano la successione carbonatica meso-cenozoica e le evaporiti del Triassico superiore del dominio Toscano (unità cartografica 18, C e S nei profili a corredo della carta) e le unità metamorfiche delle Alpi Apuane (unità cartografica 19); nelle unità metamorfiche rappresentate nell'area Apuana sono compresi anche i terreni affioranti del basamento ercinico e della successione Permiano-Triassico medio-superiore (rispettivamente B e PT nei profili a corredo della carta).

Si tratta di depositi di ambienti variabili da continentale e lagunare (evaporiti triassiche), a piattaforma carbonatica e quindi a pelagico (successione carbonatica meso-cenozoica), formati, prevalentemente nella zona del dominio Toscano, su un substrato paleozoico. La sedimentazione prevalentemente carbonatica di questa successione si interrompe nell'Eocene superiore - Oligocene, con l'inizio della sedimentazione terrigena e l'instaurarsi dell'avanfossa. Durante la fase tettonica oligo-miocenica tale successione si è scollata dal suo substrato all'altezza delle evaporiti triassiche ed è sovrascorsa verso nord-est provocando raddoppi e sovrascorrimenti sulle unità più esterne. Da qui il metamorfismo delle unità Toscane non scollate nella zona delle Alpi Apuane.

Le unità metamorfiche costituiscono quindi i termini affioranti più bassi dell'edificio strutturale dell'Appennino settentrionale, affioranti in finestra tettonica al di sotto delle unità toscane non metamorfiche.

Per ulteriori informazioni su queste unità si rimanda alle note illustrative dei vari fogli CARG e, per una sintesi a scala della catena, alle note illustrative della Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale (Boccaletti et al., 1987).

2.1.4 – Le successioni dei bacini plio-quadernari intermontani

Nel versante toscano sono presenti depressioni tettoniche in cui, dalla fine del Pliocene e per buona parte del Quaternario, si sono accumulati, in discordanza sulle unità alloctone (unità Liguri s.l.) e Toscane, depositi lacustri e alluvionali (unità cartografica 3, Pt1-2 nei profili a corredo della carta). I principali bacini intermontani del versante toscano compresi in questa carta sono quelli della Lunigiana, della Garfagnana, del Mugello e, parzialmente, del Casentino (v. Calistri, 1974; Bernini e Papani, 2002; Benvenuti, 2003; Sani et al., 2009).

La stratigrafia è in genere costituita da una successione fluvio-lacustre nella parte inferiore e da una successione alluvionale nella parte superiore. I depositi lacustri, di età villafranchiana, sono generalmente costituiti da alternanze di argille e sabbie, talora con livelli di lignite, con intercalazioni di conglomerati e sabbie; la successione alluvionale (fluviale e di conoide), riferibile per lo più al Galeriano e post-Galeriano (Pleistocene medio e superiore), è formata da più cicli sedimentari, generalmente costituiti da conglomerati, sabbie e limi, corrispondenti oggi a diversi ordini di terrazzi.

Nel versante emiliano sono presenti due piccoli bacini intermontani: quello di Compiano, nell'alto Appennino parmense, e quello di Pavullo nel Frignano, nell'alto Appennino modenese (quest'ultimo non rappresentabile alla scala 1:250.000 per le ridotte dimensioni).

Anche la successione del bacino di Compiano è data da sedimenti di tipo fluvio-lacustre nella parte inferiore, di età Villafranchiano medio e superiore, e da prevalenti conglomerati di origine fluviale e di conoide di età Villafranchiano superiore - Galeriano superiore (Pleistocene inferiore e medio).

La successione continentale di Pavullo è invece caratterizzata da argille organiche, con livelli di torba, di origine palustre-lacustre di età Pleistocene-Olocene.

Le successioni di questi bacini sono di estremo interesse in quanto hanno registrato bene l'evoluzione recente della zona interna della catena. La composizione dei sedimenti nelle varie successioni e la variazione nel tempo riflettono chiaramente le varie fasi di sollevamento e indicano quali unità del substrato fossero via via in smantellamento mentre le discordanze geometriche, l'assetto degli strati e l'analisi delle deformazioni hanno permesso di ricostruire la storia post-deposizionale.

Per informazioni di maggiore dettaglio su queste unità si rimanda alle note illustrative dei vari fogli CARG, mentre per una sintesi a scala della catena si rimanda alle note illustrative della Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale (Boccaletti et al., 1987) e alle note illustrative e alle tavole stratigrafiche della Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 (Cerrina Feroni et al., 2002).

2.2 - IL MARGINE APPENNINICO-PADANO

È la zona a cavallo del limite morfologico tra la catena e la pianura, costituita dalle colline del basso Appennino e dalla fascia pedemontana della Pianura Padana. L'evoluzione di questo settore è legata all'attività del sistema di faglie del fronte pedeappenninico (*Pedeappenninic Thrust Front*, PTF, di Boccaletti et al., 1985).

I terreni affioranti nell'area collinare appartengono per lo più alla successione post-evaporitica (unità cartografiche 14, 6, 5 e 4; Me parte alta, P1, P2 e Pt1 nei profili geologici a corredo della carta; laddove, nei profili geologici, non è possibile la distinzione tra i cicli P1 e P2 le unità del Pliocene sono rappresentate come un'unica classe P), costituita da prevalenti peliti deposte sul margine interno dell'avanfossa padano-adriatica (Formazione di Tetto, Formazione a Colombacci, Argille Azzurre). Tale successione è compresa tra due *unconformities* di importanza regionale; alla base poggia sulle evaporiti messiniane (Formazione Gessoso-Solfifera, unità cartografica 15, compresa in Me nei profili geologici), al tetto è sigillata dai depositi continentali della Pianura Padana (unità cartografica 2, Pt2-Ol nei profili a corredo della carta) (fig. 2.4).

Le età delle unità e delle discontinuità schematizzate in figura 2.4 e di seguito descritte sono tratte dalle note illustrative dei vari fogli CARG e dalle tavole stratigrafiche di Cerrina Feroni et al. (2002), per quanto riguarda la successione del margine, mentre le età delle discontinuità e delle unità del sottosuolo, descritte nel successivo capitolo, sono tratte dalle note illustrative dei vari fogli CARG e, in parte, da Barbacini et al. (2002).

Le evaporiti messiniane, localmente, hanno subito processi di erosione e risedimentazione; in questi casi alla discordanza basale è associata anche una lacuna erosiva e il substrato della successione post-evaporitica è costituito, nell'Appennino Romagnolo, dalle peliti di chiusura dell'avanfossa romagnola oppure, nell'Appennino Emiliano e nel Montefeltro, dalle peliti sommitali della Successione Epiligure (Marne del Termina, Argille di Casa I Gessi) o dalle unità Liguri.

Essendo questa successione costituita da depositi sintettonici, con all'interno numerose discontinuità stratigrafiche, costituisce un ottimo filtro per la datazione delle fasi tettoniche recenti.

Per l'importanza come livelli duttili di scollamento, in carta si è ritenuto opportuno distinguere le evaporiti messiniane (unità cartografica 15); purtroppo il ridotto spessore non ha reso possibile la rappresentazione delle evaporiti messiniane anche nei profili geologici a corredo della carta (sono comprese nell'unità Me).

L'evento tettonico più importante compreso nell'intervallo temporale di questa successione, cioè successivo alla crisi di salinità del Messiniano

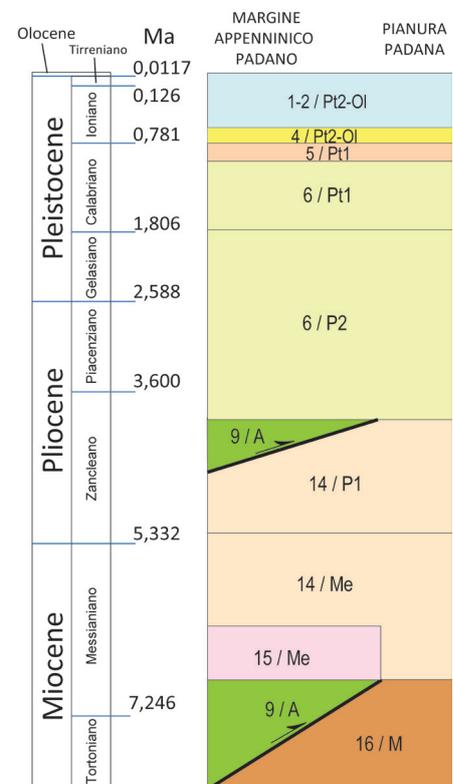


Figura 2.4: schema stratigrafico del margine appenninico-padano e del sottosuolo padano.

Figure 2.4: stratigraphic sketch of the Apennines-Po Plain margin and the Po Plain.

inferiore e precedente al definitivo sollevamento appenninico del Pleistocene inferiore e medio, è senza dubbio la fase tettonica del tardo Pliocene inferiore (zona a *G. puncticulata* p.p., tra 4,5 e 3,9 Ma), che ha determinato la messa in posto sin-sedimentaria della coltre alloctona nel margine interno dell'avanfossa.

Sulla base della posizione geometrica rispetto alla coltre e alla discontinuità e variazione di sedimentazione ad essa associate, la successione del margine può essere suddivisa in:

- una "successione pre-fase tettonica del Pliocene inferiore" (unità cartografica 14, Me nei profili geologici), precedente la messa in posto della coltre e caratterizzata da facies prevalentemente fini di piattaforma e scarpata; questa successione corrisponde alla successione P1a di Ricci Lucchi et al. (1982);
- una "successione post-fase tettonica del Pliocene inferiore" (unità cartografica 6), contemporanea e successiva alla messa in posto della coltre e caratterizzata da maggiore eterogeneità delle facies con intervalli grossolani (arenarie, conglomerati e brecce); questa successione corrisponde all'insieme delle successioni P1b, P2 e Qm p.p. di Ricci Lucchi et al. (1982), corrispondenti alle unità P2 e Pt1 dei profili geologici.

In dettaglio la stratigrafia della successione del margine è la seguente.

Dove la successione è completa, al di sopra delle evaporiti sono presenti depositi di laguna e di mare poco profondo del Messiniano superiore (Formazione di Tetto e Formazione a Colombacci), formati da prevalenti argille con locali intercalazioni di lenti arenacee e conglomerati, con elementi provenienti dalle unità Liguri e Subliguri o dalla Marnoso-Arenacea, e di brecce, perlopiù costituite da clasti di evaporiti franate o risedimentate. Questi depositi costituiscono il ciclo miocenico sommitale M di Ricci Lucchi et al. (1982) e corrispondono all'unità 14 in carta e alla parte mediana e superiore dell'unità Me nei profili geologici.

I primi depositi pliocenici (zona a *Sphaeroidinellopsis*) sono ancora di transizione e di mare poco profondo (Sabbie di Vernasca e Marne di Cellà). La presenza di questi depositi è però molto discontinua. Questi depositi segnano l'inizio del ciclo pliocenico inferiore P1 di Ricci Lucchi et al. (1982) ma sono ancora compresi, per motivi di scala di rappresentazione, nell'unità 14 in carta e nell'unità Me (parte sommitale) in sezione.

Successivamente (zona a *G. margaritae*) si instaura una sedimentazione pelagica che dà origine a potenti successioni prevalentemente pelitiche (Argille di Lugagnano, Argille Azzurre, Argille e Marne di Riolo Terme, Argille del Santerno *Auctt.*). Questi depositi trasgressivi spesso poggiano direttamente sui terreni messiniani. Questa discontinuità non è stata rappresentata in carta (è compresa nell'unità 14) ma è stata distinta nei profili geologici e corrisponde alla base dell'unità P1 (o P). Talora, lungo il margine emiliano, i depositi trasgressivi pliocenici poggiano direttamente sulle Liguridi.

In questa fase la deposizione nel sottosuolo è di tipo torbiditico (alternanze arenaceo-pelitiche della Formazione di Porto Corsini (AGIP, 1982; Dondi et al., 1982; Dondi e D'Andrea, 1986; Ghielmi et al., 2010).

L'insieme dei depositi del Pliocene inferiore sopra descritti corrisponde al ciclo P1a di Ricci Lucchi et al. (1982).

Durante la messa in posto sinsedimentaria nel bacino della coltre alloctona la sedimentazione da prevalentemente fine diventa grossolana e si depositano le Arenarie di Borello, torbiditi prevalentemente arenacee in cui si intercalano conglomerati, brecce e accumuli di frane sottomarine. Questi depositi, la cui età risulta compresa tra 4,5 e 3,9 Ma, segnano l'inizio della "successione post-fase tettonica del Pliocene inferiore" e corrispondono al ciclo P1b di Ricci Lucchi et al. (1982); in carta sono compresi ancora nell'unità 14, nei profili geologici nell'unità P1 (o P).

Nelle aree interne, a cavallo del fronte appenninico, si formano bacini di *piggyback*, del tutto analoghi a quelli epiliguri, in cui si depositano conglomerati e sabbie di ambiente transizionale e di mare basso (Formazione di Monterumici, Pliocene intraappenninico *Auctt.*).

Nel sottosuolo non si registrano evidenti variazioni e continua la deposizione delle torbiditi arenaceo-pelitiche della Formazione di Porto Corsini (AGIP, 1982; Dondi et al., 1982; Dondi e D'Andrea, 1986; Ghielmi et al., 2010), anche questa inclusa nell'unità P1 (o P) dei profili geologici.

Successivamente, nella parte inferiore del Piacenziano (zona a *G. puncticulata* p.p., 3,8-3,9 Ma), nella successione del margine, si registra una discontinuità di importanza regionale e una modificazione sostanziale della geometria del bacino di avanfossa. È questo l'inizio del ciclo pliocenico medio superiore P2 di Ricci Lucchi et al. (1982) ed è in questa fase che il fronte della deformazione si trasferisce verso NE (*jumping*) e si attivano gli attuali archi (fronti delle pieghe-faglie) sepolti della pianura. Tuttavia anche questo evento, nella zona del margine, produce variazioni di sedimentazione apprezzabili solo localmente (deposizione delle calcareniti di piattaforma dello Spungone) e, in assenza di tali evidenze, anche questa discontinuità spesso non è direttamente riconoscibile sul terreno ma solo grazie ad analisi biostratigrafiche.

I depositi successivi, fino al Pleistocene inferiore avanzato, sono ancora prevalentemente pelitici (Argille Azzurre, Argille e Marne di Riolo Terme), di ambiente variabile da piattaforma a scarpata; localmente le facies sono arenacee (Formazione di Castell'Arquato) o pelitico-sabbiose (litofacies di Terra del Sole); le torbiditi sono presenti solo come sporadiche e locali intercalazioni nella successione pelitica (Arenarie di Lardiano). Localmente sono presenti depositi prevalentemente fini ricchi di materiale organico e fossili deposti in ambienti anossici (Argille e Marne di Corpòlò).

Nel bacino intraappenninico continua una deposizione prevalentemente grossolana di mare poco profondo (sabbie e conglomerati della Formazione di Monte Adone).

Torbiditi relativamente profonde sono presenti solo nel sottosuolo padano (Formazione di Porto Garibaldi) (AGIP, 1982). La distribuzione di queste facies indica che dal Piacenziano in poi non è più individuabile un unico bacino di avanfossa continuo al fronte del margine appenninico e che la deposizione torbiditica avviene in più depocentri al fronte degli archi delle Pieghe Emiliane e Ferraresi di Pieri e Groppi (1981) (Dondi et al., 1982; Dondi e D'Andrea, 1986; Ghielmi et al., 2010).

I depositi del Pliocene superiore e Pleistocene inferiore corrispondono in carta all'unità 6 e nei profili geologici all'unità P2 (o parte alta dell'unità P).

Anche il passaggio dal Pliocene al Pleistocene (2,6 Ma), lungo il margine, non è marcato da evidenze macroscopiche e non è quindi possibile il riconoscimento dell'inizio del Quaternario direttamente sul terreno. Nel sottosuolo padano è evidente una discontinuità riconoscibile nei sondaggi e nei profili sismici (v. 2.3), datata circa 1,73 Ma, poco più giovane della base del Calabriano, che può essere quindi correlata con la base del ciclo quaternario marino Qm di Ricci Lucchi et al. (1982). Il ciclo Qm, non distinto in carta (quindi compreso nell'unità 6) corrisponde all'unità Pt1 nei profili geologici.

Alla fine del Pleistocene inferiore il sollevamento appenninico provoca, a partire da ovest, la progressiva regressione marina

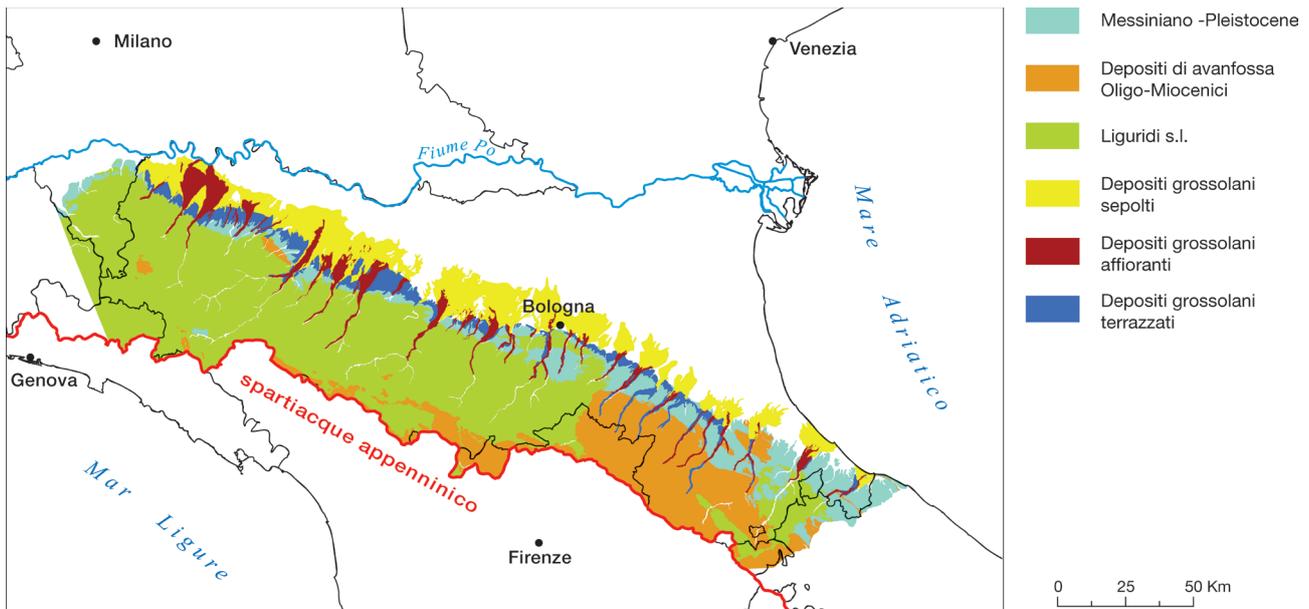


Figura 2.5: distribuzione dei depositi delle principali conoidi alluvionali e dei depositi terrazzati del margine appenninico-padano.

Figure 2.5: distribution of the main alluvial fan and terraced deposits of the Apennines-Po Plain margin.

e l'instaurarsi di ambienti sempre meno profondi. Si depositano dapprima alternanze di arenarie e peliti di piattaforma (Arenarie e argille di Savignano) e quindi sabbie di piattaforma interna e litorali (Sabbie gialle regressive *Auctt.* o Sintema di Costamezzana dei fogli CARG del margine appenninico-padano emiliano e Qm2 di RER – ENI, Agip 1998, unità cartografica 5 e parte alta dell'unità Pt1 nei profili geologici).

Nella parte inferiore del Pleistocene medio si registra una discordanza di importanza regionale, a testimonianza di un'ulteriore fase di sollevamento, e pressoché lungo tutto il margine appenninico si depositano sabbie costiere (Sabbie di Imola, 0,8-0,65 Ma; unità cartografica 4 e base dell'unità Pt2O nei profili geologici), che segnano la fine del ciclo pleistocenico inferiore marino Qm di Ricci Lucchi et al. (1982).

Nel Pleistocene medio la prosecuzione del sollevamento comporta il definitivo instaurarsi della deposizione continentale (unità cartografica 2) e inizia a sedimentarsi il Supersintema Emiliano-Romagnolo (vedere anche RER – ENI, Agip, 1998), corrispondente al ciclo Qc di Ricci Lucchi et al. (1982) e alle unità 2 e 1 in carta e Pt2-Ol nei profili geologici.

Questo supersintema è articolato in due sintemi: il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (da qui in avanti SERI; corrispondente all'Alluvionale Emiliano-Romagnolo Inferiore, AEI, dei fogli CARG) compreso tra 0,65 e 0,45 Ma e il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (da qui in avanti SERS; corrispondente all'Alluvionale Emiliano-Romagnolo Superiore, AES dei fogli CARG) compreso tra 0,45 Ma e il presente. Si tratta di depositi prevalentemente alluvionali derivanti dall'attività deposizionale del Po, dei suoi affluenti di destra e dei fiumi romagnoli e di depositi marino-marginali attribuibili al progressivo colmamento del golfo padano.

Le porzioni affioranti del SERI sono prevalentemente costituite da argille limose di piana alluvionale con intercalazioni di sabbie di canale e ghiaie di conoide alluvionale. Nel sottosuolo, ai depositi continentali si intercalano, nella porzione inferiore dell'unità, depositi marini di spiaggia e laguna, come testimoniato da un recente sondaggio profondo nei pressi di Cotignola (Calabrese et al., 2013).

Gli affioramenti di SERS sono invece costituiti da prevalenti ghiaie e sabbie di terrazzo e conoide alluvionale. Nel sottosuolo, si osservano anche depositi marino-marginali, che registrano le fasi sedimentarie trasgressive dal Pleistocene medio all'Olocene.

La discontinuità che separa i depositi del SERI e SERS dal substrato marino, in affioramento, è quasi ovunque marcata da discordanza angolare. Poiché i depositi del SERI si presentano spesso piegati, anche la discontinuità che separa SERS e SERI presenta i caratteri di discordanza angolare; inoltre, lungo il margine appenninico-padano i depositi del SERS poggiano, in discordanza, direttamente sul substrato marino. Le aree di affioramento del SERI e dei termini inferiori del SERS sono molto discontinue, rare e poco estese, localizzate soprattutto negli alvei dei fiumi, e i depositi alluvionali affioranti nelle valli intermontane e lungo il margine appartengono quasi esclusivamente ai termini superiori del SERS (subsintema di Villa Verucchio, AES7, di età Pleistocene superiore, e subsintema di Ravenna, AES8, di età olocenica; v. fogli CARG). Per questo motivo, in carta i depositi del SERI non sono stati distinti bensì cartografati insieme a quelli pleistocenici del SERS (unità cartografica 2). È stato invece possibile cartografare separatamente i depositi olocenici (unità cartografica 1).

Per motivi di scala di rappresentazione, nei profili geologici i depositi del SERI e del SERS sono stati rappresentati con un'unica classe (Pt2-Ol).

Da segnalare che lungo il margine appenninico-padano tra Bologna e Vignola (MO) (cfr. foglio CARG n. 220 Casalecchio di Reno, Severi et al., 2009) i terrazzi dell'alta pianura, costituiti da depositi alluvionali del tardo Pleistocene medio e del Pleistocene superiore e riferibili perlopiù al SERS, si presentano dislocati e basculati, indicando, anche se solo localmente, la presenza di strutture attive nel Pleistocene superiore-Olocene (più recenti di 0,130 Ma).

Anche se non sempre evidente, a nostro avviso esiste anche una relazione tra la tettonica recente e lo sviluppo delle conoidi alluvionali. La presenza e l'estensione delle conoidi alluvionali può essere, per settori litologicamente omogenei, indicativa di aree soggette a forte erosione. Occorre dunque considerare separatamente i settori emiliano e riminese da quello romagnolo. Come risulta evidente dalla figura 2.5, i maggiori sistemi di conoide sono localizzati nell'Appennino emiliano e nel riminese. L'Appennino emiliano e il Montefeltro (sette Appenninico tra Rimini e Pesaro) sono infatti caratterizzati dalla

presenza di litologie più competenti, come i flysch calcareo-marnosi e le ofioliti, e le conoidi del margine in questi settori sono prevalentemente costituite da ghiaie. L'Appennino romagnolo è invece attualmente caratterizzato dagli affioramenti di marne e arenarie prevalentemente fini della Formazione Marnoso-Arenacea e le conoidi dei fiumi romagnoli, dal Santerno al Savio, sono generalmente poco sviluppate e sabbiose. Tuttavia, dalla figura 2.5 è evidente che non tutti i fiumi emiliani formano conoidi delle stesse dimensioni. Osservando il profilo geologico longitudinale di figura 2.3, è possibile suddividere l'Appennino Emiliano in zone più o meno sollevate. È interessante notare la corrispondenza tra le zone di alto, quindi settori di bacini soggetti a maggiore erosione, e i principali sistemi di conoide. L'alto strutturale dell'alto Appennino piacentino corrisponde alle porzioni superiori dei bacini idrografici dei fiumi Tidone, Trebbia e Nure, il settore sollevato in corrispondenza del M. Cervellino e del M. Caio corrisponde alle porzioni superiori dei bacini idrografici dei fiumi Taro, Baganza, Parma ed Enza mentre l'alto strutturale nella parte centrale e orientale del profilo (Appennino modenese) corrisponde alle porzioni superiori dei bacini idrografici dei fiumi Secchia e Panaro.

Dalla figura 2.3 risulta anche evidente che tutto il settore compreso tra i fiumi Setta e Marecchia è una blanda ma estesa anticlinale, con culminazione nel settore centrale e orientale dell'Appennino Romagnolo, in corrispondenza del fiume Montone. Ciò nonostante, come già anticipato poco sopra, nel corrispondente settore di margine attualmente non sono presenti estesi corpi ghiaiosi di conoide alluvionale per la predominanza, nei bacini romagnoli, di litologie marnoso-arenacee fini la cui erosione produce soprattutto sabbie. Tuttavia, ciottoli di litotipi ad affinità ligure ed epiligure sono stati rilevati da Cerrina Feroni et al. (1997, 2001) nei terrazzi alluvionali più antichi e sono stati descritti nei depositi del sottosuolo, riferibili al SERI, attraversati con i sondaggi per la realizzazione dei fogli CARG. Ciò indica dunque che la coltre alloctona ligure era presente anche nel settore centrale e orientale dell'Appennino Romagnolo e che lo smantellamento di tale coltre è avvenuto precocemente rispetto agli altri settori della catena; infatti, già nei depositi del Messiniano superiore (Formazione a Colombacci) sono presenti conglomerati costituiti da litotipi ad affinità ligure ed epiligure (calclutiti, calcareniti, metamorfiti, calcari selciferi, graniti).

2.3 - LA PIANURA E LA COSTA

L'evoluzione della pianura e della costa emiliano-romagnola sono condizionate dall'attività dei thrust del fronte pedeappenninico e delle strutture padane sepolte descritte da Pieri e Groppi (1981): le Pieghe Emiliane nel settore occidentale della pianura, le Pieghe Ferraresi nel settore centrale e orientale della pianura, le Pieghe Romagnole nel settore meridionale della pianura centrale e orientale e le Pieghe Adriatiche nel settore costiero romagnolo.

Il quadro stratigrafico del sottosuolo padano-adriatico è molto simile a quello della successione del margine (fig. 2.4) descritto nel precedente capitolo.

La successione stratigrafica del sottosuolo padano-adriatico è parzialmente visibile in affioramento lungo alcune zone del margine. Al contrario, nei profili sismici e nei sondaggi (fig. 2.6) risultano ben riconoscibili alcune discontinuità che negli affioramenti del margine sono individuabili solo localmente o mediante analisi di laboratorio. È questo il caso, ad esempio, della discontinuità alla base del Piacenziano, che segna l'inizio del ciclo P2 di Ricci Lucchi et al. (1982), e di quella che marca l'inizio del ciclo Qm di Ricci Lucchi et al. (1982), circa corrispondente al passaggio Gelasiano-Calabriano. Ciò ha permesso di distinguere nei profili geologici le basi delle unità P2 e Pt1.

Per individuare le deformazioni e le strutture recenti e attuali è stata data maggiore importanza alla successione tardo-pliocenica e quaternaria e quindi nel quadro stratigrafico del sottosuolo padano (fig. 2.4), e nei profili geologici, sono state rappresentate soprattutto le discontinuità e le unità successive alla messa in posto della coltre alloctona (cicli P1b, P2, Qm e Qc di Ricci Lucchi et al., 1982).

Le principali discontinuità riconosciute e utilizzate a scala regionale sono la base del ciclo P2, databile a circa 3,8-3,9 Ma e circa corrispondente alla fine della fase tettonica del Pliocene inferiore (zona a *G. puncticulata*), che identifica la base dell'unità 6 in carta e dell'unità P2 dei profili geologici; la base del ciclo Qm (1,73 Ma), di poco successiva al limite Gelasiano-Calabriano (1,8 Ma), circa corrispondente alla base dell'unità Pt1 dei profili geologici; la base del Pleistocene medio, corrispondente all'inizio della sedimentazione delle facies continentali (SERI) nella zona occidentale e delle facies costiere (Sabbie di Imola) nella zona orientale (circa 0,8 Ma), corrispondente alla base dell'unità 4 in carta e dell'unità Pt2-Ol dei profili geologici e, infine, la base del SERS databile a circa 0,45 Ma.

Nei profili sismici sono riconoscibili anche le discontinuità che separano le Sabbie gialle, le Sabbie di Imola e l'inizio dei depositi continentali quaternari (ciclo Qc) (fig. 2.6); tuttavia le Sabbie gialle e le Sabbie di Imola, essendo spesse solo poche decine di metri, non sono rappresentabili separatamente nei profili e sono state perciò comprese rispettivamente nelle unità Pt1 e Pt2-Ol.

In affioramento, il SERI si presenta piegato come il sottostante substrato marino-transizionale (Sabbie gialle e Sabbie di Imola).

La discordanza angolare recente meglio riconoscibile a scala della Pianura Padana centrale e orientale è la base del SERS (circa 0,45 Ma), correlata con la base del Gruppo Acquifero A e ben cartografata sia in Emilia-Romagna (v. fogli CARG e RER – ENI, Agip, 1998) che in Lombardia (RL - ENI, 2002). Questa superficie stratigrafica si presenta piuttosto articolata, con spessori minimi in corrispondenza degli alti strutturali sepolti e massimi nelle zone di sinclinale, indicando quindi che almeno i termini inferiori di questo sintema sono stati coinvolti nelle deformazioni tettoniche recenti (non più antiche di 0,45 Ma). All'interno del SERS, anche le sottounità stratigrafiche inferiori, almeno fino al subsintema di Bazzano compreso (AES6 dei fogli CARG), presentano chiare variazioni geometriche indicando che la stratigrafia ha ben registrato gli effetti della tettonica almeno fino a 230.000-250.000 anni fa (v. ad es. le note illustrative del foglio CARG n. 222 Lugo, Calabrese e Cibin, 2015). Purtroppo, però, la cartografia della base del subsintema di Bazzano è disponibile solo per il territorio regionale dell'Emilia-Romagna. E' per questi motivi che nella zona di pianura la base cartografica è costituita dalla rappresentazione delle isobate della superficie di base del SERS (v. 4.3.3); la base della subsintema di Bazzano è rappresentata in figura 4.39.

Nei profili geologici i depositi del SERS sono compresi in Pt2-Ol.

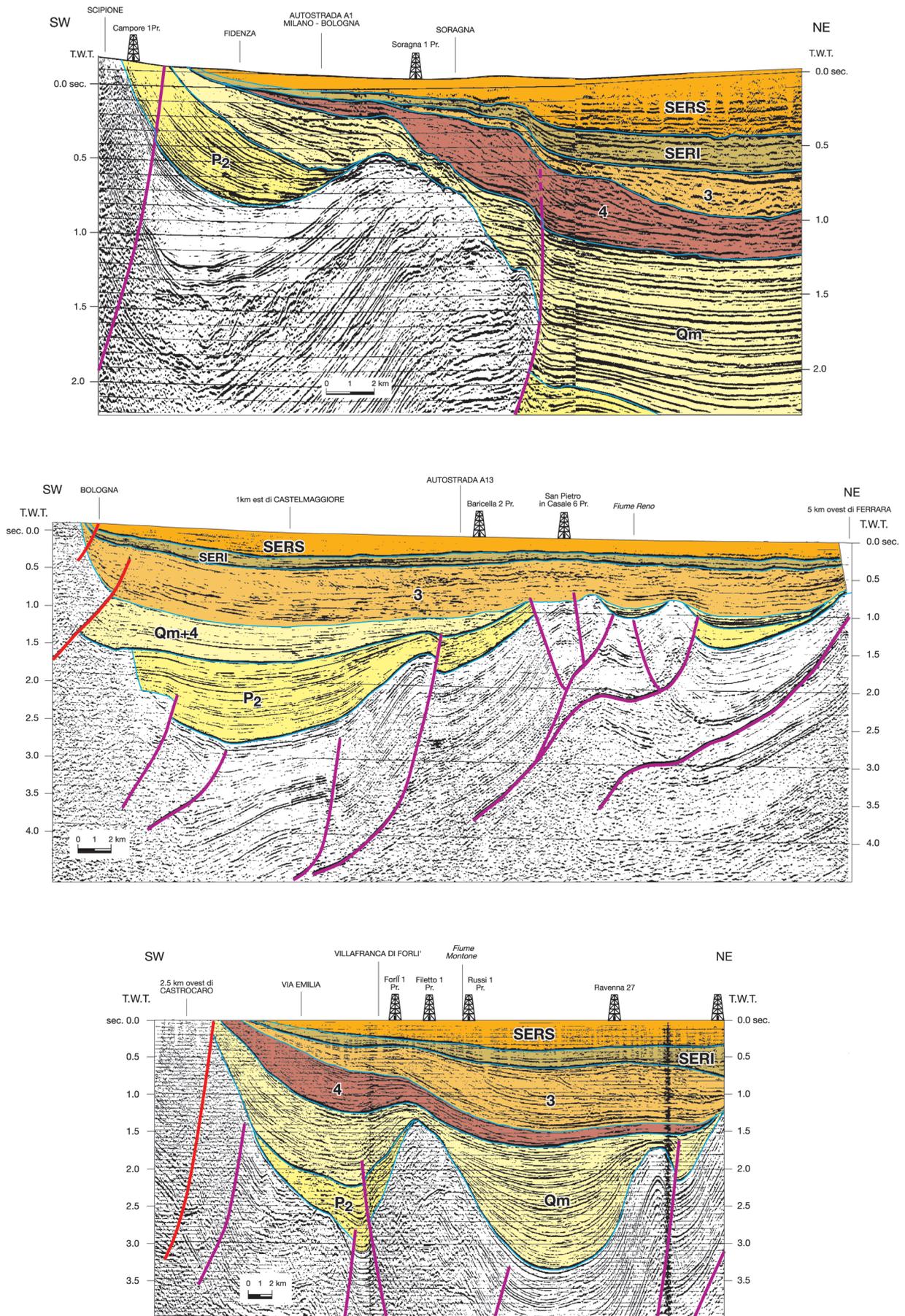


Figura 2.6: esempi di linee sismiche attraverso la pianura emiliano-romagnola.
 Figure 2.6: examples of seismic lines across the Emilia-Romagna plain.

3 - LA SISMICITÀ DELL'EMILIA-ROMAGNA

L'Emilia-Romagna è interessata da una sismicità rilevante, seppur relativamente meno forte di altre aree del territorio nazionale, con terremoti di magnitudo¹ massima di poco superiore a 6 e che hanno causato effetti fino al IX-X grado di intensità² della scala Mercalli-Cancagni-Sieberg (Rovida et al., 2016; Locati et al., 2016).

In figura 3.1 sono rappresentati gli epicentri³ dei principali terremoti ($M_W \geq 4$) che hanno interessato il territorio regionale negli ultimi 1000 anni; nella tabella 3.1 sono elencati quelli che in Emilia-Romagna hanno causato risentimenti di intensità macrosismica uguale o maggiore del VI grado della scala Mercalli-Cancagni-Sieberg ($I_{MCS} \geq VI$).

Come si nota dalla figura 3.1, i terremoti, soprattutto quelli più forti (indicativamente magnitudo maggiore di 5.5), si concentrano lungo il crinale appenninico, lungo il margine appenninico-padano e in alcuni settori della pianura, in corrispondenza del settore orientale delle Pieghe Emiliane e lungo tutta la dorsale ferrarese. Gli eventi sismici con magnitudo uguale o maggiore di 6 sono pressoché presenti solo in catena.

La zona del territorio regionale più frequentemente colpita da forti terremoti (magnitudo maggiore di 5.5) è la Romagna, in particolare la pianura meridionale (1483, 1688, 1781), il settore appenninico (1279, 1428, 1584, 1661, 1725, 1768, 1870, 1918) e la costa (1672, 1786, 1875, 17/5/1916 e 16/8/1916).

L'intero settore appenninico della regione, inoltre, ha risentito di forti terremoti avvenuti in aree sismogenetiche extraregionali, alcune delle quali capaci di generare terremoti di magnitudo superiore a 6. In particolare, i terremoti che hanno provocato i maggiori effetti lungo il crinale appenninico sono, da NW a SE, quelli della Garfagnana (1920, $M_W=6.53$), del Mugello (1919, $M_W=6.38$), della Valtiberina (1917, $M_W=5.99$) e delle Marche settentrionali (1781, $M_W=6.51$).

Altri settori della regione interessati da forti terremoti (magnitudo almeno uguale a 5.5) sono il margine appenninico-padano tra Bologna e Modena (1501, 1505), la pianura tra Reggio Emilia e Parma (1438, 1831, 1832, 1971) e la zona di pianura in corrispondenza della dorsale sepolta delle Pieghe Ferraresi (1570, 1624, 1796, 1909, 20/5/2012 e 29/5/2012).

Le zone caratterizzate da minore sismicità, in termini di frequenza e magnitudo dei terremoti, sono il settore ad ovest della valle del Taro, la pianura emiliana occidentale e il delta del Po. Da notare comunque che anche nel settore occidentale della catena i terremoti più forti (1828, $M_W=5.72$, Valle Staffora; 1541, $M_W=5.26$, Valle Scrivia) sono localizzati nella zona del margine e del basso Appennino.

Oltre ai principali eventi sopra indicati, occorre tenere presente che la zona settentrionale della pianura emiliana ha risentito anche di alcuni forti terremoti originati dai fronti sud-alpini (in particolare quello del 1117, $M_W=6.52$, ma anche quelli del 1222, $M_W=5.68$, del 1695, $M_W=6.40$, del 1891, $M_W=5.87$, e del 1901, $M_W=5.44$).

I dati strumentali, relativi ai terremoti dal 1981 in avanti (fig. 4.1; ISIDe Working Group, 2015), indicano che nell'area di studio la sismicità è per lo più superficiale (profondità ipocentrale minore di 20 km) e che i terremoti più profondi si concentrano soprattutto nella zona del margine appenninico-padano e del basso e medio Appennino emiliano-romagnolo (Boccaletti et al., 2004; Castello et al., 2004; Pignone et al., 2013).

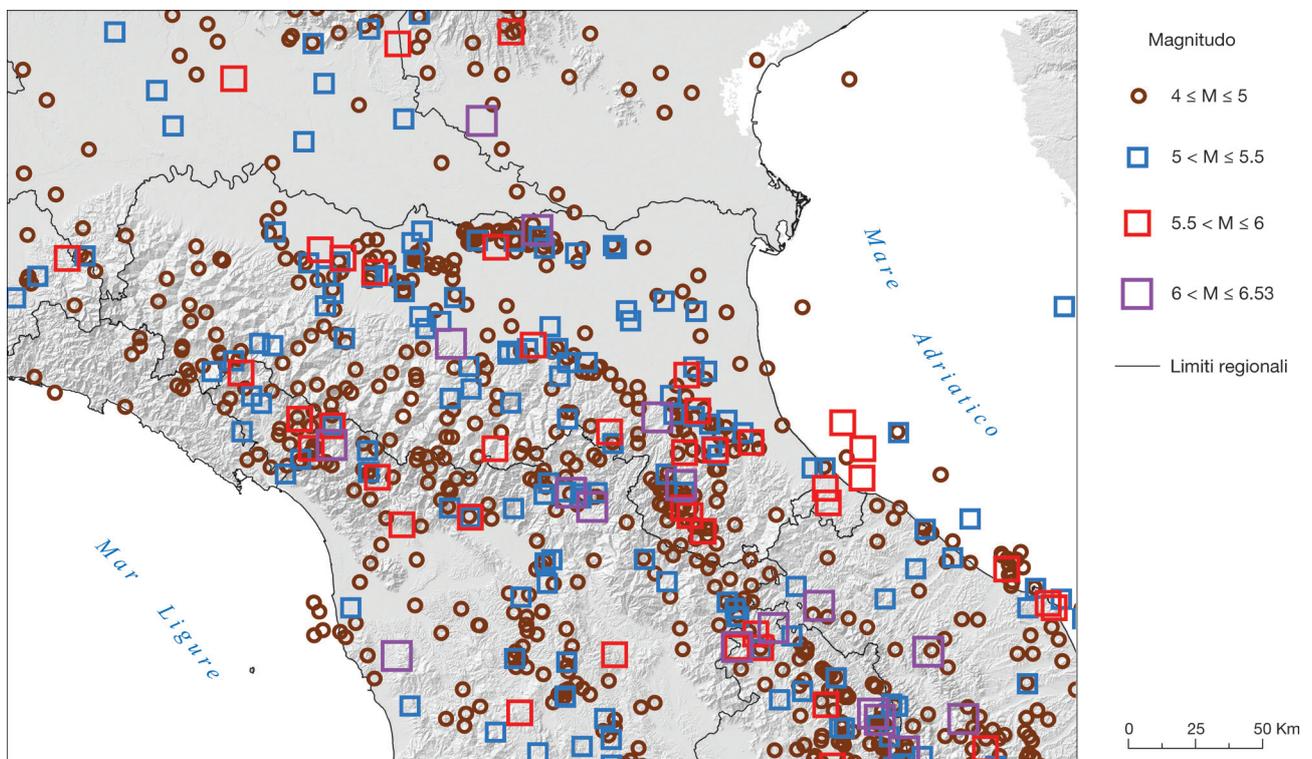


Figura 3.1: epicentri dei principali terremoti ($M_W \geq 4$) che hanno interessato l'Emilia-Romagna dall'anno 1000 al 2014 (Rovida et al., 2016; ISIDe Working Group, 2015); dimensione e colore del simbolo sono rappresentativi della magnitudo (v. legenda).

Figure 3.1: epicenters of major earthquakes ($M_W \geq 4$) occurred in Emilia-Romagna from 1000 to 2014 (Rovida et al., 2016; ISIDe Working Group, 2015); size and color of the symbol are representative of the magnitude following the legend.

Tabella 3.1: elenco dei principali terremoti che, dall'anno 1000, hanno provocato risentimenti $I_{MCS} \geq VI$ in Emilia-Romagna (da Rovida et al., 2016). Il grado di intensità si riferisce all'Intensità epicentrale; per i terremoti extra-regionali è riportata (tra parentesi) anche l'intensità massima osservata in Emilia-Romagna.

Table 3.1: List of major earthquakes starting from 1000 A.D. which caused effects $I_{MCS} \geq VI$ in Emilia-Romagna (from Rovida et al., 2016). Intensity refers to that observed in the epicentral area; for extra-regional earthquakes, it is also reported (in brackets) the maximum intensity observed in Emilia-Romagna.

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Magnitudo (M_w)	Intensità
1117	1	3	Pianura veronese	6.52	9 (8)
1194	-	-	Galeata	4.86	6-7
1222	12	25	Basso bresciano	5.68	7-8 (6)
1234	3	20	Ferrara	5.10	7
1249	9	-	Modena	4.86	6-7
1279	4	30	Rocca S. Casciano	5.52	7-8
1285	12	12	Ferrara	5.10	7
1308	1	25	Rimini	5.33	7-8
1365	7	25	Bologna	5.33	7-8
1383	8	4	Forlì	5.33	7-8
1393	6	15	Appennino forlivese	5.10	7
1399	7	20	Modenese	5.10	7
1409	11	15	Parma	5.10	7
1410	5	9	Ferrara	4.86	6-7
1411	1	9	Ferrara	5.10	7
1428	7	3	Appennino forlivese	5.47	7-8
1433	5	4	Bologna	4.63	6
1438	6	11	Pianura parmense	5.56	8
1470	4	11	Appennino bolognese	5.56	8
1472	-	-	Rimini	5.10	7
1483	8	11	Forlì - Cesena	5.69	8
1492	1	-	Forlì	4.86	6-7
1501	6	5	Margine appenninico modenese	6.05	9
1505	1	3	Margine appenninico bolognese	5.62	8
1509	4	19	Faentino	5.02	7
1536	8	17	Frignano?	5.12	6-7
1545	6	9	Valle del Taro	5.38	7-8
1547	2	10	Reggio Emilia	5.10	7
1570	11	17	Ferrara	5.44	7-8
1572	6	4	Parma	4.63	6
1574	3	17	Finale Emilia	4.63	6
1584	9	10	Appennino forlivese	5.97	9
1591	7	10	Pianura romagnola	5.13	6-7
1600	10	28	Reggio Emilia	5.33	7-8
1620	6	22	Ravennate	4.86	6-7
1624	3	19	Argenta	5.43	7-8
1628	11	4	Parma	4.86	6-7
1639	4	6	Finale Emilia	5.33	7-8
1644	5	9	Frignano	4.86	6-7
1661	3	21	Modenese	4.86	6-7
1661	3	22	Appennino forlivese	6.05	9
1671	6	20	Modena - Reggio Emilia	5.27	7
1672	4	14	Colline riminesi	5.59	8
1688	4	11	Pianura ravennate	5.84	8-9
1695	2	25	Asolano	6.40	10 (6-7)
1725	10	29	Appennino faentino	5.67	8
1726	128		Appennino bolognese	4.86	6-7
1732	8	9	Faenza	4.63	6
1738	11	5	Parma	5.10	7
1740	3	6	Garfagnana	5.64	8 (7)
1743	5	29	Ferrara	4.86	6-7
1744	-	-	Appennino modenese	4.86	6-7
1753	4	22	Appennino forlivese	4.86	6-7
1768	10	19	Appennino forlivese	5.99	9
1779	6	4	Bolognese	5.22	7
1780	2	6	Bolognese	5.06	6-7

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Magnitudo (M_w)	Intensità
1781	4	4	Margine appenninico faentino	6.12	9-10
1781	6	3	<i>Cagliese</i>	6.51	10 (7)
1781	7	17	Faenza - Forlì	5.61	8
1786	4	7	<i>Lodigiano</i>	5.22	6-7 (6)
1786	12	25	Colline riminesi	5.66	8
1787	7	26	Ferrara	4.86	6-7
1796	10	22	Pianura bolognese orientale	5.45	7
1801	10	8	Bologna	4.9	6
1806	2	12	Novellara	5.21	7
1810	12	25	Novellara	5.06	6
1811	7	15	Sassuolo	5.13	6-7
1813	9	21	Faenza - Forlì	5.28	7
1818	12	9	Parmense	5.24	7
1828	4	8	Galeata	4.63	6
1828	10	9	<i>Valle dello Staffora</i>	5.72	8 (6)
1831	9	11	Pianura reggiana	5.48	7-8
1832	3	13	Pianura reggiana	5.51	7-8
1834	2	14	Valle del Taro - Lunigiana	5.96	9
1834	7	4	Valle del Taro - Lunigiana	5.08	6-7
1834	10	4	Bolognese	4.71	6
1849	11	28	Valle del Taro	4.63	6
1857	2	1	Parma - Reggio Emilia	5.11	6-7
1861	10	16	Forlì	5.13	6-7
1864	3	15	Zocca	4.84	6-7
1869	6	25	Media valle del Reno	5.43	7-8
1870	10	30	Margine appenninico-romagnolo (FC)	5.61	8
1873	5	16	Reggiano	5.01	6-7
1873	9	17	Liguria orientale - App. Parmense	5.26	6-7
1874	10	7	Imolese	4.96	7
1875	3	17	Alto Adriatico (Rimini-Cesenate)	5.74	8
1878	3	12	Bolognese	4.84	6
1879	4	27	Valle del Senio	5.03	7
1881	1	24	Bolognese	5.22	7
1881	9	28	Cesena	4.71	6-7
1885	2	26	Scandiano	5.01	6
1886	10	15	Collecchio	4.70	6
1891	6	7	<i>Valle dell'Ilasi</i>	5.87	8-9 (6)
1895	3	23	Comacchio	4.65	6
1895	9	4	Valle del Montone	4.77	6-7
1898	1	16	Argenta	4.59	6
1898	3	4	Valle del Parma	5.37	7-8
1901	10	30	<i>Salò</i>	5.44	7-8 (6)
1904	2	25	Appennino reggiano	4.81	6
1904	6	10	Appennino modenese - bolognese	4.82	6
1909	1	13	Pianura bolognese orientale	5.36	6-7
1911	2	19	Margine appenninico forlivese	5.26	7
1911	3	20	Margine appenninico forlivese	5.09	6
1914	10	27	<i>Lucchesia</i>	5.63	7 (7)
1915	10	10	Reggio Emilia	4.87	6
1916	5	17	Alto Adriatico (riminese)	5.82	8
1916	6	16	Alto Adriatico (riminese)	5.82	8
1917	4	26	<i>Valtiberina</i>	5.99	9-10 (6)
1917	12	2	Galeata	5.09	6-7
1918	11	10	Appennino forlivese	5.96	9
1919	6	29	<i>Mugello</i>	6.38	10 (7-8)
1920	9	7	<i>Garfagnana</i>	6.53	10 (9)
1923	6	28	Formigine	5.04	6
1927	10	28	Alta Valle del Taro	4.66	6
1928	6	13	Carpi	4.67	6
1928	7	20	Alta Valle del Taro	4.39	6

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Magnitudo (M_w)	Intensità
1929	4	20	Bolognese	5.36	7
1929	5	11	Bolognese	5.29	6-7
1929	7	18	Mugello	4.96	6-7 (6)
1931	3	27	Ferrarese	4.74	6
1931	4	5	Faentino	4.40	6
1934	6	13	Valle del Taro	5.14	6
1935	6	5	Faentino	5.23	6
1937	9	17	Parmense	4.77	7
1937	12	10	Frignano	5.30	6
1951	5	15	Lodigiano	5.17	6-7 (6-7)
1952	7	4	Appennino forlivese	4.94	7
1953	8	22	Reggiano	4.73	6
1956	4	26	Appennino bolognese	4.74	6
1956	5	26	Appennino forlivese	4.99	7
1956	6	3	Appennino forlivese	4.51	6
1957	4	17	Appennino forlivese	4.68	6
1967	12	30	Bassa Romagna - ferrarese	5.05	6
1971	7	15	Margine appenninico parmense	5.51	8
1980	12	23	Appennino piacentino	4.57	6-7
1983	11	9	Parmense	5.04	6-7
1985	8	15	Appennino parmense	4.51	7
1986	12	6	Bondeno	4.43	6
1987	4	24	Pianura reggiana	4.64	6
1987	5	2	Pianura reggiana	4.71	6
1987	5	8	Bassa modenese	4.44	6
1987	7	5	Montefeltro	4.44	6
1988	3	15	Pianura reggiana	4.57	6
1995	8	24	Alta valle del Reno	4.45	6
1996	10	15	Correggio	5.38	7
2003	1	26	Appennino forlivese	4.66	6
2003	9	14	Appennino bolognese	5.24	6
2008	12	23	Appennino reggiano-parmense	5.36	6-7
2012	5	20	Finale Emilia	6.09	7
2012	5	29	Medolla	5.90	7-8

¹ **Magnitudo:** parametro utilizzato per esprimere la grandezza di un terremoto in termini di energia rilasciata; esistono diverse scale di magnitudo, la maggior parte delle quali basate sul logaritmo dell'ampiezza delle onde sismiche o sulla durata dell'evento sismico; le scale di magnitudo più comuni sono la scala Richter o magnitudo locale (ML), la scala della magnitudo del momento sismico o magnitudo momento (M_w).

² **Intensità:** misura degli effetti che un terremoto ha prodotto sulle persone, sulle costruzioni e sull'ambiente dell'area colpita; le scale di intensità più comuni sono la Mercalli-Cancagni-Sieberg (MCS) e la Scala Macrosismica Europea (EMS-98).

³ **Epicentro:** punto della superficie terrestre posto esattamente sulla verticale del punto nel quale ha avuto origine il terremoto. **Ipo-centro:** punto all'interno della Terra dove si genera un terremoto.

4 - I NUOVI DATI

In questo capitolo vengono descritti le nuove analisi effettuate e i nuovi dati utilizzati per l'aggiornamento della carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna.

Non sono stati effettuati nuove analisi della geometria e morfologia dei terrazzi alluvionali intravallivi e nuove verifiche dei campi di stress attivi e recenti ($< 1\text{Ma}$); per tali analisi si rimanda ai capitoli 5 e 6 delle note illustrative della precedente versione (Boccaletti et al., 2004).

4.1 - I DATI SISMOLOGICI

I dati sismologici rappresentano uno strumento indispensabile per le analisi sismotettoniche in quanto forniscono indicazioni estremamente importanti per l'identificazione e la caratterizzazione delle strutture attive.

Per la caratterizzazione della sismicità dell'Emilia-Romagna sono stati considerati i terremoti localizzati in un'area ben più estesa del territorio regionale (fig. 3.1), avente come vertici i punti con le seguenti coordinate:

- vertice NW: lat. $45^{\circ} 23' 27.498\text{ N}$, long. $8^{\circ} 55' 21.779\text{ E}$;
- vertice NE: lat. $45^{\circ} 17' 49.511\text{ N}$, long. $13^{\circ} 36' 45.348\text{ E}$;
- vertice SE: lat. $43^{\circ} 15' 30.872\text{ N}$, long. $13^{\circ} 27' 19.780\text{ E}$;
- vertice SW: lat. $43^{\circ} 20' 45.831\text{ N}$, long. $8^{\circ} 55' 31.299\text{ E}$.

In carta sono rappresentati gli epicentri dei principali terremoti (magnitudo $M \geq 4$) e i meccanismi focali disponibili per l'area d'interesse. La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo; il colore dei meccanismi focali è indicativo della profondità ipocentrale.

4.1.1 - I dati storici

I dati della sismicità storica provengono tutti dal CPTI15, la versione più aggiornata del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et al., 2016; Locati et al., 2016), che comprende i terremoti avvenuti in Italia dall'anno 1000 alla fine del 2014.

Le informazioni sui terremoti storici si costruiscono attraverso la raccolta delle informazioni sulla distribuzione spaziale degli effetti indotti da un evento sismico sulle persone, sulle cose e sull'ambiente.

Da tali informazioni, attraverso il confronto con scale codificate di intensità, è possibile attribuire agli effetti osservati un grado di intensità macrosismica e, mediante relazioni adeguatamente valutate, attribuire una magnitudo.

Le informazioni degli effetti osservati permettono anche una localizzazione dell'epicentro che, essendo basata sugli effetti osservati, risente fortemente della completezza delle informazioni, della distribuzione della popolazione nell'area colpita dall'evento sismico e talora anche delle locali condizioni geologiche e geomorfologiche. Per questi motivi, una localizzazione di un evento storico ha un grado di incertezza maggiore delle localizzazioni strumentali attuali ma è, non di meno, un dato fondamentale per la caratterizzazione della pericolosità sismica e un'importante indicazione per l'individuazione di aree sismogenetiche.

Una sintesi della distribuzione degli epicentri dei terremoti storici è già stata descritta nel capitolo 3.

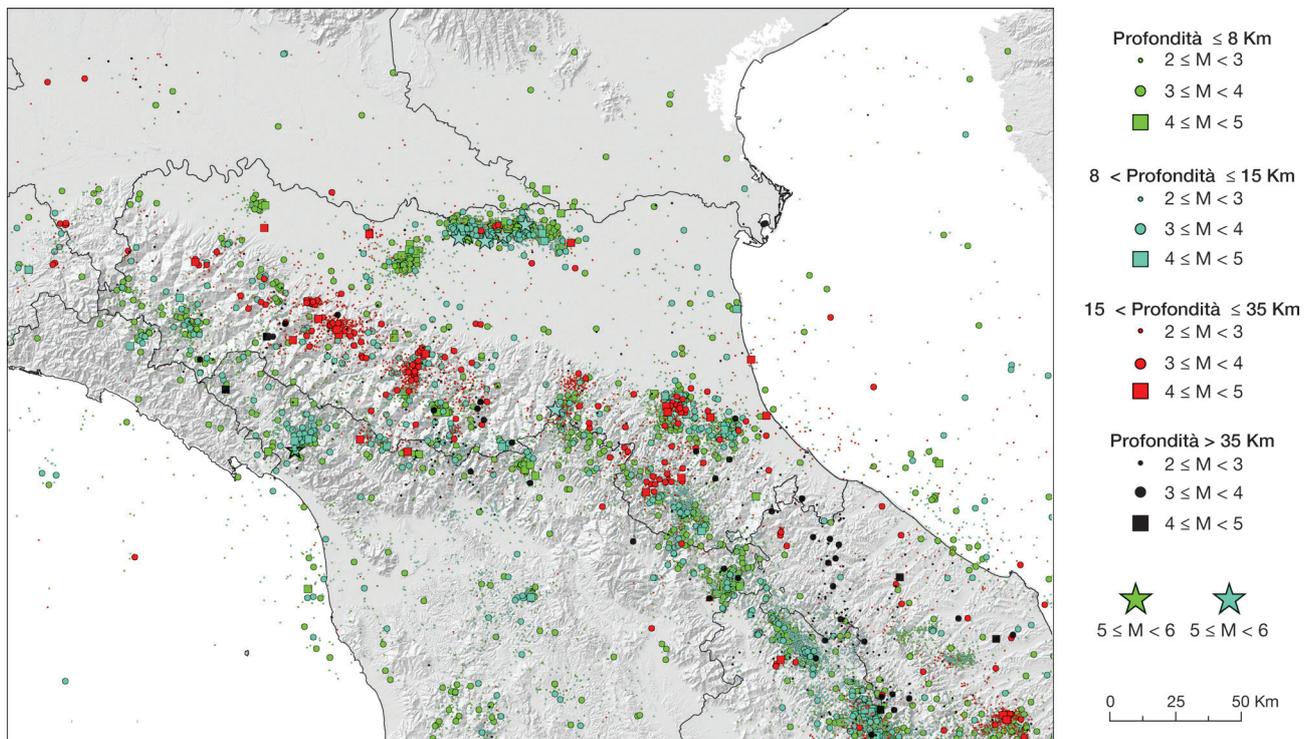
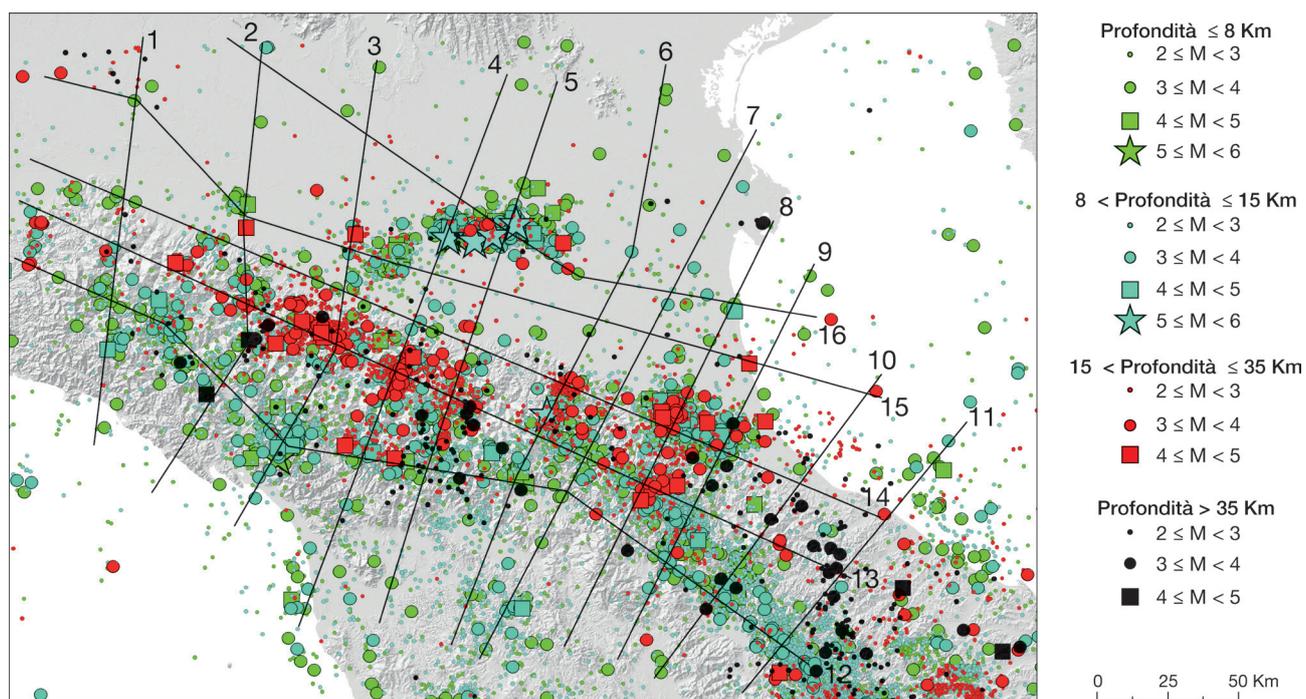
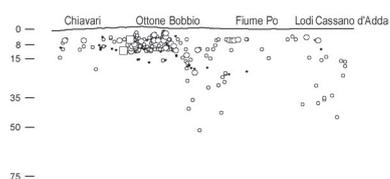


Figura 4.1: mappa dei terremoti strumentali $M_{V} \geq 2$; la dimensione del simbolo è proporzionale alla magnitudo, il colore indica la profondità ipocentrale.

Figure 4.1: map of instrumental earthquakes with $M_{V} \geq 2$; the symbol size is proportional to the magnitude; the color represents the focal depth.

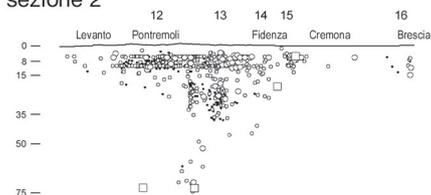


sezione 1

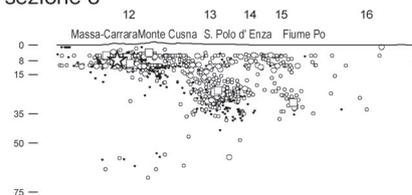


- $M < 2$
- $2 \leq M < 3$
- $3 \leq M < 4$
- $4 \leq M < 5$
- ☆ $M \geq 5$

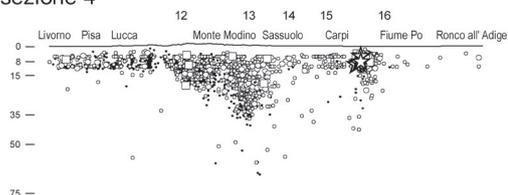
sezione 2



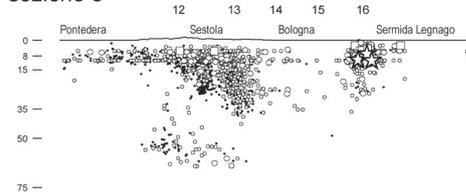
sezione 3



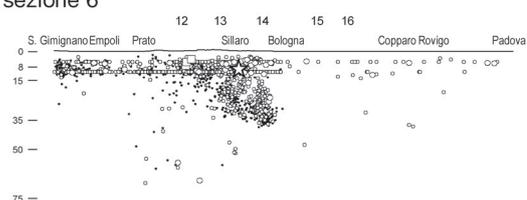
sezione 4



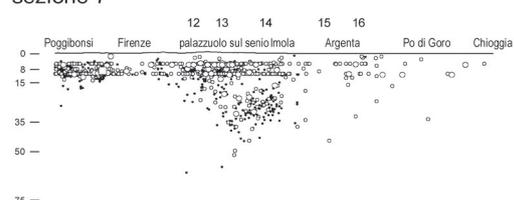
sezione 5



sezione 6



sezione 7



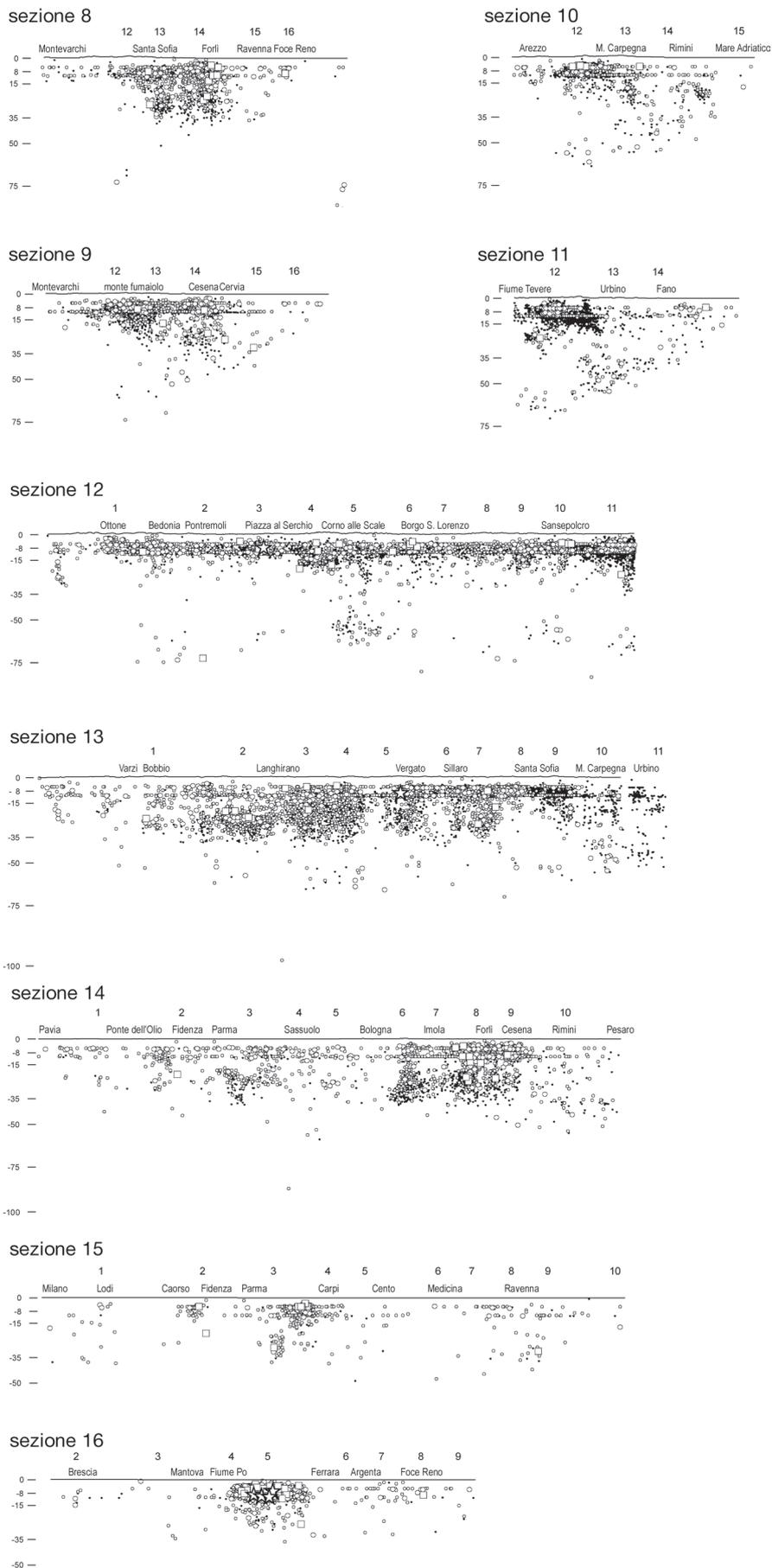


Figura 4.2: sezioni con gli ipocentri ricadenti all'intorno di 10 km.
 Figure 4.2: cross-sections with hypocenters falling around 10 km.

4.1.2 - I dati strumentali

I dati strumentali, vale a dire quelli derivati dalle registrazioni di terremoti, sono stati estratti dal catalogo ISIDe (ISIDe Working Group, 2015), che comprende i terremoti registrati dalle reti nazionali di monitoraggio sismico a partire dal 1981.

Comunemente per ogni evento registrato vengono calcolati il tempo origine (ovvero l'istante in cui è cominciato il terremoto), l'ipocentro (in termini di latitudine, longitudine, profondità e relative incertezze), la magnitudo (che ne rappresenta la dimensione in termini di energia emessa) e il meccanismo focale, che rappresenta la tipologia del meccanismo del terremoto (in termini di parametri di faglia o di tensore momento).

In questo lavoro sono stati considerati i dati disponibili fino alla fine del 2015 (fig. 4.1).

Dalla figura 4.1 si nota una concentrazione di eventi recenti nelle zone di pianura sovrastanti le Pieghe Emiliane orientali e lungo tutto l'arco delle Pieghe Ferraresi, lungo il margine appenninico-padano e nel basso Appennino tra le valli del Nure e del Reno, lungo tutto il crinale Appenninico e nell'Appennino romagnolo.

La frequenza di eventi $M > 3$ è minore nella pianura piacentina e nel basso Appennino tra le valli del Trebbia e del Nure, nella zona di pianura compresa tra il margine appenninico e la dorsale delle Pieghe Ferraresi, nel delta del Po, nella media valle del Taro, nelle alte valli dell'Enza e del Secchia e nella media valle del Reno, nell'alto Casentino e nella porzione inferiore del bacino del Conca.

Per l'individuazione delle strutture sismogenetiche è di particolare interesse l'analisi delle profondità ipocentrali. Sono state perciò tracciate sezioni trasversali, dalla costa ligure-toscana alla pianura lombardo-veneta e dalla Toscana meridionale all'Adriatico, e longitudinali alla catena, dal Piemonte alle Marche e dalla Lombardia all'Adriatico, lungo le quali sono stati proiettati gli ipocentri dei terremoti ricadenti in un intorno di 10 km (fig. 4.2).

Nonostante che per la definizione corretta della profondità ipocentrale siano necessari approfondimenti specifici, che non sempre vengono effettuati, dal confronto delle figure 4.1 e 4.2 si possono comunque trarre alcune prime interessanti indicazioni.

In generale, nell'area di studio la sismicità si presenta per lo più superficiale, con profondità ipocentrali generalmente comprese tra 5 e 15 km; terremoti a maggiore profondità, tra 15 e 35 km, sono diffusi nel versante emiliano-romagnolo dell'Appennino e nell'area padano-adriatica. I terremoti ancora più profondi, oltre 35 km, fino a circa 75 km, sembrano concentrarsi invece solo nella zona di catena.

Dalle sezioni di figura 4.2 è evidente anche una concentrazione di ipocentri lungo un'ampia fascia che dalla zona padano-adriatica si immerge verso sud-ovest, mentre nel versante tirrenico i terremoti sembrano approfondirsi più gradualmente da sud-ovest verso nord-est.

4.1.3 - I meccanismi focali

Quando si genera un terremoto significa che una frattura, una faglia, si è generata e propagata all'interno della crosta terrestre. Il tipo di faglia e il movimento che può avvenire lungo di essa può essere schematizzabile in tre diversi tipi (fig. 4.3):

- a) faglia distensiva, quando due punti posti ai lati opposti della faglia, alla fine dell'evento sismico, si sono allontanati tra loro, ovvero le distanze a cavallo della faglia sono aumentate nel piano verticale; questo è il caso del terremoto del 1980 in Irpinia;
- a) faglia compressiva, quando due punti posti ai lati opposti della faglia, alla fine dell'evento sismico, si sono avvicinati tra loro, ovvero è avvenuto un raccorciamento delle distanze a cavallo della faglia; questo è il caso del terremoto del 1976 in Friuli e dei terremoti emiliani del 2012;
- b) faglia trascorrente, quando il movimento lungo la faglia è prevalentemente orizzontale; questo è il tipo di movimento che si è avuto nel 2002 a San Giuliano di Puglia.

Infine esistono i tipi di movimento misto; per esempio quando si ha contemporaneamente un movimento estensionale e orizzontale, in questo caso si parla di movimento transtensivo.

Questa descrizione è una premessa necessaria per descrivere i meccanismi focali. Essi sono uno strumento di rappresentazione del movimento avvenuto lungo la faglia quando si è generato l'evento sismico (fig. 4.3).

I meccanismi focali si possono calcolare in diversi modi. Il più semplice necessita di un'analisi del solo inizio della registrazione del terremoto, perciò conosciuto come tecnica dei primi arrivi, e permette di fotografare l'incipit dell'evento sismico, del movimento lungo la faglia. Attualmente questa tecnica si usa solo per terremoti piccoli e monitorati da reti locali. Per i grandi terremoti si usano delle tecniche di inversione applicate a porzioni o all'intera registrazione del terremoto, per poter studiare la sorgente sismica in tutta la sua interezza. Da questo genere di analisi si ottiene il tensore momento sismico, che rappresenta l'intera sorgente. Dal tensore momento sismico si determina il momento sismico scalare M_0 , che rappresenta l'entità dell'evento e dal quale si calcola la magnitudo momento M_w . Dal tensore momento sismico si determina il meccanismo focale, quindi anche la geometria della sorgente.

Il catalogo più diffuso di parametri di sorgente per terremoti di $M > 5.5$ per tutto il mondo è il Global CMT (Centroid Moment Tensor) Catalog (<http://www.globalcmt.org>; Dziewonski et al., 1981; Ekström and Nettles, 2012). E' da esso che sono estratti i meccanismi focali per gli eventi

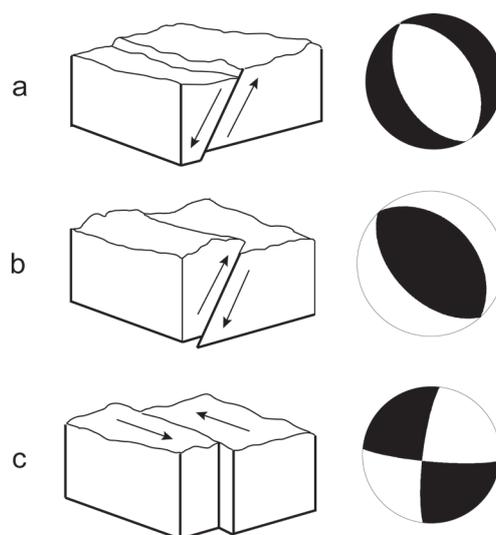


Figura 4.3: schema dei movimenti lungo le faglie (sinistra) e i corrispondenti meccanismi focali (destra): a) faglia distensiva (normale), b) faglia compressiva (inversa), c) faglia trascorrente.

Figure 4.3: sketch of fault slip (above) and the corresponding focal mechanisms (below): a) extensional fault (normal), b) compressive fault (reverse or thrust), c) strike-slip fault.

maggiori avvenuti dal 1977 a oggi (fig. 4.4).

Una diramazione di esso per eventi di magnitudo moderata, cioè compresa tra 4.5 e 5.5, per l'area Euro-Mediterranea è il Catalogo degli RCMT (Regional CMT) (<http://www.bo.ingv.it/RCMT>; Pondrelli et al., 2006; Pondrelli e Salimbeni, 2015 e referenze in esso incluse). In questo Catalogo per la sola area italiana sono inclusi anche i dati di eventi con magnitudo momento M_w pari a 4. Per l'aggiornamento della mappa sismotettonica, da esso sono stati estratti i meccanismi focali per i terremoti dal 1977 ad oggi (fig. 4.4).

Ai dati provenienti da questi cataloghi sono stati aggiunti i meccanismi focali provenienti da altre fonti, allo scopo di aumentare l'intervallo temporale documentato e avere una maggior completezza anche per gli eventi con magnitudo prossima al limite inferiore scelto ($M_w=4$). Uno dei dataset consultati è quello dei tensori momento sismico raccolto presso l'Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) di Zurigo (Braunmiller et al., 2002; <http://seismo.ethz.ch/info/mt.html>), riguardante terremoti di magnitudo molto variabile e concentrato per la maggioranza su eventi del Mediterraneo; sfortunatamente questo dataset si arresta al 2006. Per gli eventi successivi al 2006 di magnitudo maggiore o uguale a 4.0 non presenti nei cataloghi CMT e RCMT, è stato consultato il dataset dei TDMT (<http://cnt.rm.ingv.it/tdmt>, Scognamiglio et al., 2009) dal quale sono stati estratti i dati di 4 eventi. Per avere una maggiore rappresentazione nel tempo delle informazioni che si traggono dai meccanismi focali, sono stati selezionati anche ulteriori dati da EMMA, la compilazione di meccanismi focali da letteratura (Vannucci e Gasperini, 2004). Ciò ha permesso di aggiungere 150 meccanismi focali per terremoti avvenuti a partire dal 1939 ad oggi (tab. 4.1 e fig. 4.4).

I meccanismi focali (tab. 4.1) degli eventi presenti nel catalogo ISIDe (ISIDe Working Group, 2015) sono stati ubicati in carta e in figura 4.4 sulla base coordinate riportate in tale catalogo mentre i 2 meccanismi focali degli eventi del 1951, nel Iodigiano, sono stati ubicati sulla base della rilocalizzazione di Caciagli et al. (2015).

Il dataset raccolto per popolare questa nuova versione della mappa sismotettonica mostra che nella zona del crinale appenninico, dove si hanno le magnitudo più elevate, i terremoti sono prevalentemente estensionali, con profondità ipocentrali per lo più poco profonde (minori di 15 km).

Nel versante padano della catena sono presenti terremoti sia estensionali sia compressivi, con gli eventi estensionali che sembrano avere origine a profondità inferiore ai 15 km mentre i terremoti compressivi sembrano avere origine a profondità più elevate.

Nella fascia di transizione tra l'Appennino e la pianura i meccanismi focali sono prevalentemente compressivi in Romagna, mentre sono in parte compressivi e in parte trascorrenti o misti in Emilia. Questi stessi meccanismi con una certa dominanza di compressivi, popolano gli archi delle pieghe sepolte, sia Emiliane che Ferraresi. La sequenza sismica del 2012 mostra chiaramente queste caratteristiche.

La zona occidentale della regione si contraddistingue per una maggiore frequenza di eventi trascorrenti.

4.1.4 – Le sorgenti sismogenetiche (DISS Working Group, 2015)

In carta sono rappresentate anche le localizzazioni delle principali sorgenti sismogenetiche individuali riconosciute e disponibili nel catalogo DISS3.2 (DISS Working Group, 2015) per il territorio considerato. Il simbolo rettangolare rappresenta la proiezione in superficie del piano di faglia sismogenetico identificato sulla base di informazioni sismologiche storiche o strumentali e dati geologici e geofisici; il segmento contenuto all'interno del rettangolo rappresenta l'indicazione del movimento (*rake* o *pitch*) del blocco superiore lungo il piano di scorrimento (origine del movimento dal centro del rettangolo); la linea esterna parallela al rettangolo rappresenta la potenziale traccia di intersezione della prosecuzione del piano di faglia con la superficie topografica. La dimensione del simbolo, essendo il rettangolo la rappresentazione del piano di faglia che ha generato il terremoto, è indicativa della magnitudo del terremoto considerato e quindi del potenziale sismogenetico della faglia.

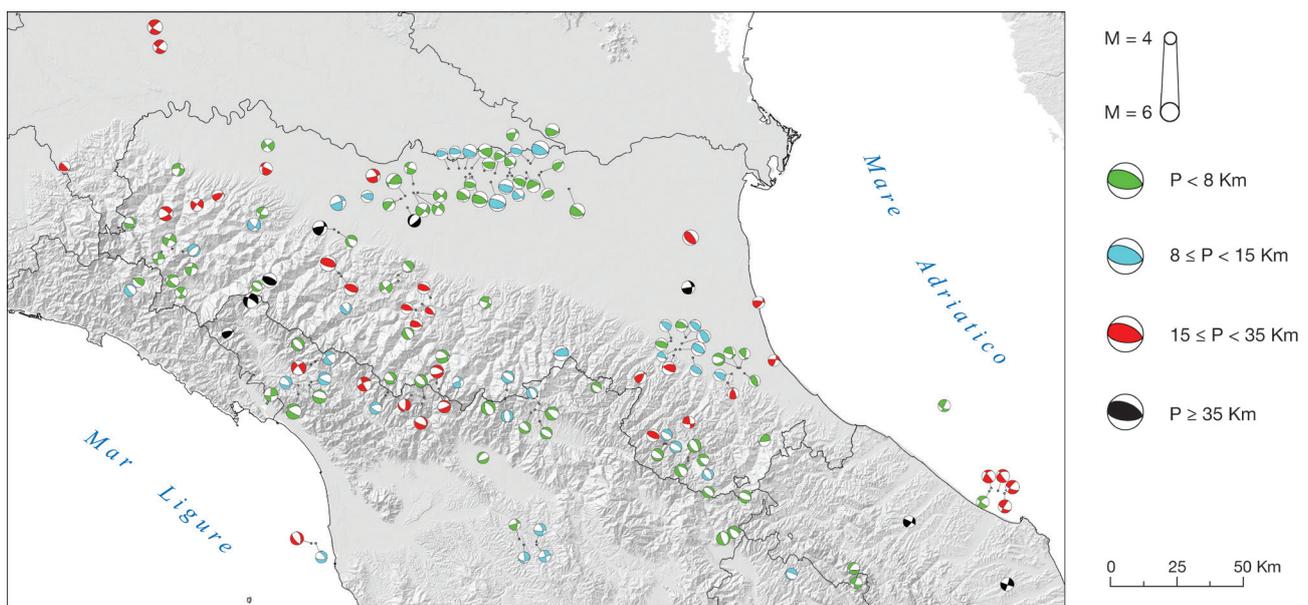


Figura 4.4: mappa dei meccanismi focali dei terremoti con $M_w \geq 4$; la dimensione del simbolo è proporzionale alla magnitudo, il colore indica la profondità ipocentrale.
 Figure 4.4: Map of focal mechanisms of the earthquakes with $M_w \geq 4$; the symbol size is proportional to the magnitude; the color represents the focal depth.

Tabella 4.1: Dati relativi ai meccanismi focali riportati nella mappa e in figura 4.4. Legenda per il regime tettonico (da Zoback, 1992): TF: compressivo puro; TS: transpressivo; SS: trascorrente; NS: transtensivo; NF: estensionale puro; U: non determinabile. Sigla del database utilizzato: CMT e RCMT per i dati provenienti da <http://www.bo.ingv.it/RCMT/Italydataset.html> (Pondrelli et al., 2006), ETHZ per il database regionale di momenti tensori dell'Eidgenössische Technische Hochschule di Zurigo, http://www.seismo.ethz.ch/prod/tensors/mt_oldcat/, TDMT per i dati da <http://cnt.rm.ingv.it/tdmt> (Scognamiglio et al., 2009), EMMA per i dati del database EMMA di meccanismi focali (Vannucci e Gasperini, 2004). Per l'ubicazione in carta sono state considerate le coordinate riportate nel catalogo ISiDe (ISiDe Working Group, 2015) mentre i 2 meccanismi focali degli eventi del 1951* sono stati ubicati sulla base della rilocalizzazione di Caciagli et al. (2015).

Table 4.1: Summary data of the focal mechanisms reported in the map and in figure 4.4. Legend for the tectonic regime (from Zoback, 1992): TF: thrust; TS: transpressive; SS: strike-slip; NS: transtensive; NF: normal; U: unknown. Used database: CMT and RCMT for data selected from <http://www.bo.ingv.it/RCMT/Italydataset.html> (Pondrelli et al., 2006); ETHZ for the regional database of moments tensor of Eidgenössische Technische Hochschule in Zurich, http://www.seismo.ethz.ch/prod/tensors/mt_oldcat/; TDMT for data downloaded from <http://cnt.rm.ingv.it/tdmt> (Scognamiglio et al., 2009); EMMA for data from the EMMA database of focal mechanisms (Vannucci and Gasperini, 2004). For the location in map, coordinates from ISiDe catalogue have been used (ISiDe Working Group, 2015) except for the focal mechanisms of 1951 events*, for which we used the relocation of Caciagli et al. (2015).

n.	Data e Ora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Str1	Dip1	Slp1	Str2	Dip2	Slp2	Mw	Mom. Sism. (dyn cm)	Stile Tettonico	Database
1	1939-02-11-11-16	44.07	11.03	7	315	46	-112	166	47	-68	4.96	3.44 e23	NF	EMMA
2	1939-10-15-15-05	44.23	10.20	26	228	63	-13	325	77	-152	5.04	4.56 e23	SS	EMMA
3	1951-05-15-22-54	45.33*	9.33*	6	125	65	-18	223	72	-154	5.21	7.99 e23	SS	EMMA
4	1951-05-16-02-26	45.33*	9.33*	6	122	64	-17	220	73	-153	4.80	1.97 e23	SS	EMMA
5	1967-05-12-17-53	44.76	10.67	39	200	28	-117	51	65	-76	4.56	8.47 e22	NF	EMMA
6	1967-12-30-04-19	44.63	12.01	33	134	34	83	322	55	94	5.37	1.40 e24	TF	EMMA
7	1969-01-06-22-03	44.14	10.80	33	291	24	-49	68	71	-106	4.47	6.40 e22	NF	EMMA
8	1971-07-15-01-33	44.78	10.34	8	346	42	8	249	83	132	5.32	1.19 e24	U	EMMA
9	1972-02-04-02-42	43.72	13.44	25	112	60	-27	216	66	-147	4.80	1.97 e23	SS	EMMA
10	1972-02-04-09-18	43.73	13.37	25	222	41	170	319	83	48	4.64	1.12 e23	U	EMMA
11	1972-02-04-17-19	43.72	13.36	2	225	63	-164	128	76	-27	4.39	4.84 e22	SS	EMMA
12	1972-02-05-01-26	43.72	13.40	17	246	35	-166	145	82	-55	4.64	1.12 e23	U	EMMA
13	1972-02-06-01-34	43.71	13.43	30	115	53	-11	212	80	-143	4.64	1.12 e23	SS	EMMA
14	1972-10-25-21-56	44.45	9.92	40	195	51	-24	300	70	-139	5.21	7.99 e23	NS	EMMA
15	1974-04-15-21-49	44.63	9.55	5	296	81	-175	205	85	-8	4.64	1.12 e23	SS	EMMA
16	1975-11-16-13-04	44.75	9.52	20	312	62	-31	57	62	-148	5.04	4.56 e23	NS	EMMA
17	1976-08-22-02-49	44.52	9.55	1	243	48	-153	134	70	-44	4.56	8.47 e22	NS	EMMA
18	1978-12-05-15-39	44.46	11.99	35	350	41	0	260	90	131	4.61	1.04 e23	U	CMT-RCMT
19	1978-12-25-22-53	45.00	11.18	5	17	58	36	265	59	142	4.39	4.84 e22	TS	EMMA
20	1980-02-24-03-22	44.90	9.58	6	13	63	-154	271	67	-29	4.39	4.84 e22	SS	EMMA
21	1980-06-07-18-35	44.09	10.72	16	334	23	-50	112	72	-105	4.64	1.13 e23	NF	CMT-RCMT
22	1980-06-21-09-47	44.68	10.34	5	157	45	-47	284	58	-124	4.15	2.08 e22	NF	EMMA
23	1980-10-28-09-43	44.16	11.75	18	252	46	128	24	55	57	4.31	3.65 e22	TF	EMMA
24	1980-12-23-12-01	44.71	9.94	10	35	61	-20	135	72	-149	4.58	9.12 e22	SS	CMT-RCMT
25	1981-05-26-09-27	44.84	10.70	7	200	53	-178	109	88	-36	4.31	3.65 e22	U	EMMA
26	1981-07-10-16-11	44.10	11.11	10	174	44	-90	355	45	-89	4.23	2.76 e22	NF	EMMA
27	1982-07-26-15-07	44.16	10.79	29	296	41	-58	76	55	-114	4.64	1.12 e23	NF	EMMA
28	1982-10-24-11-40	44.48	9.59	5	310	42	-76	112	48	-102	4.15	2.08 e22	NF	EMMA
29	1982-10-24-12-04	44.48	9.59	4	37	74	170	129	80	15	4.15	2.08 e22	SS	EMMA
30	1983-11-09-16-29	44.69	10.32	37	14	43	29	262	71	129	5.04	4.50 e23	TS	CMT-RCMT
31	1984-04-22-17-39	43.62	10.19	15	349	38	-67	141	56	-107	4.61	1.02 e23	NF	CMT-RCMT
32	1985-08-08-19-05	44.62	9.50	5.8	182	73	9	90	81	163	4.15	2.08 e22	SS	EMMA
33	1985-08-16-19-39	44.62	9.60	9.3	40	31	-100	232	59	-83	4.39	4.84 e22	NF	EMMA
34	1986-05-12-13-03	44.56	9.64	5	278	60	175	10	86	29	4.39	4.84 e22	SS	EMMA
35	1986-10-01-19-53	44.30	10.14	3.6	135	43	-91	316	47	-90	4.47	6.28 e22	NF	CMT-RCMT
36	1987-02-10-21-20	44.24	10.22	10	242	54	-159	140	73	-36	4.64	1.12 e23	SS	EMMA
37	1987-04-24-02-30	44.81	10.70	5	38	64	9	304	81	154	4.96	3.44 e23	SS	EMMA
38	1987-05-02-20-43	44.81	10.72	3.1	45	73	8	312	83	163	4.71	1.45 e23	SS	CMT-RCMT
39	1987-05-08-11-10	44.86	11.17	5	284	41	76	122	49	101	4.56	8.47 e22	TF	EMMA
40	1987-07-05-13-12	43.74	12.22	5	298	43	-83	108	48	-97	4.44	5.69 e22	NF	CMT-RCMT
41	1988-02-08-14-08	44.12	10.55	14	255	43	-131	125	59	-58	4.31	3.65 e22	NF	EMMA
42	1990-04-11-21-38	44.75	9.98	5	108	62	-22	209	69	-150	4.15	2.08 e22	SS	EMMA
43	1990-05-08-22-33	43.60	12.11	5	4	45	-50	134	56	-122	4.15	2.08 e22	NF	EMMA
44	1990-08-27-23-24	44.02	13.17	5	114	49	0	24	89	139	4.31	3.65 e22	U	EMMA
45	1991-10-31-09-31	44.98	10.01	5	143	79	177	234	87	10	4.56	8.47 e22	SS	EMMA
46	1991-12-08-12-25	44.53	10.62	5	58	20	-170	320	86	-69	4.07	1.58 e22	U	EMMA
47	1992-04-17-11-59	44.43	11.03	5	24	50	-170	288	82	-40	4.23	2.76 e22	U	EMMA
48	1992-06-14-05-38	44.42	10.37	9.7	14	35	-40	139	68	-118	4.07	1.58 e22	NF	EMMA
49	1993-11-07-10-51	44.18	12.21	5	73	40	-120	291	55	-66	4.39	4.84 e22	NF	EMMA
50	1993-11-07-23-21	44.18	12.21	5	357	42	157	104	75	49	4.15	2.08 e22	TS	EMMA

n.	Data e Ora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Str1	Dip1	Slp1	Str2	Dip2	Slp2	Mw	Mom. Sism. (dyn cm)	Stile Tettonico	Database
51	1993-11-09-13-46	44.18	12.22	1.6	129	45	39	9	62	127	4.07	1.58 e22	TF	EMMA
52	1994-02-02-10-12	44.16	12.24	7.8	144	45	78	339	45	101	4.07	1.58 e22	TF	EMMA
53	1995-05-30-03-36	43.48	12.71	5	214	49	-138	94	59	-49	4.23	2.76 e22	NF	EMMA
54	1995-05-30-05-39	43.43	12.72	5	99	65	-20	198	71	-154	4.23	2.76 e22	SS	EMMA
55	1995-08-23-04-31	43.90	11.00	6.7	218	35	-120	74	59	-69	4.15	2.08 e22	NF	EMMA
56	1995-08-24-17-27	44.11	10.73	5	117	47	-111	327	47	-69	4.45	5.94 e22	NF	CMT-RCMT
57	1995-10-10-06-54	44.13	10.01	5	89	68	178	180	88	22	4.82	2.13 e23	SS	CMT-RCMT
58	1995-12-31-21-29	44.51	10.62	6.1	144	70	-174	52	84	-20	4.51	7.24 e22	SS	CMT-RCMT
59	1996-10-15-09-55	44.80	10.66	5	217	53	47	94	54	132	5.38	1.46 e24	TF	CMT-RCMT
60	1996-10-15-12-18	44.79	10.64	5	275	45	139	36	63	53	4.38	4.64 e22	TF	CMT-RCMT
61	1997-10-02-19-38	43.62	12.16	5	158	41	-58	298	56	-115	4.42	5.36 e22	NF	CMT-RCMT
62	1997-12-24-17-53	44.13	10.56	4.4	95	49	-132	329	56	-53	4.33	3.91 e22	NF	CMT-RCMT
63	1999-01-25-22-45	44.00	11.97	17	91	66	17	354	75	155	4.36	4.30 e22	SS	CMT-RCMT
64	1999-07-07-17-16	44.25	10.82	5.2	314	40	-44	80	64	-121	4.67	1.26 e23	NF	CMT-RCMT
65	2000-04-19-20-06	44.25	11.92	12.1	332	31	136	102	69	66	3.67	4.04 e21	TF	ETHZ
66	2000-05-02-08-48	44.29	11.97	9.8	304	41	81	136	50	98	4.20	2.45 e22	TF	CMT-RCMT
67	2000-05-06-22-05	44.29	11.90	10	287	33	64	137	61	106	4.14	2.03 e22	TF	CMT-RCMT
68	2000-05-08-12-30	44.27	11.95	10	326	33	85	152	57	93	4.64	1.12 e23	TF	CMT-RCMT
69	2000-05-09-17-51	44.22	12.00	13.7	308	31	96	121	59	87	4.26	3.05 e22	TF	CMT-RCMT
70	2000-05-10-16-52	44.25	11.94	13.1	309	43	97	120	47	84	4.84	2.24 e23	TF	CMT-RCMT
71	2000-05-11-11-57	44.29	11.97	5.1	303	46	117	86	50	64	4.20	2.46 e22	TF	CMT-RCMT
72	2000-05-12-11-26	44.28	11.90	3.9	282	43	85	108	47	94	4.36	4.39 e22	TF	CMT-RCMT
73	2000-06-18-07-42	44.81	10.70	5	308	68	-161	210	73	-23	4.40	4.97 e22	SS	CMT-RCMT
74	2000-08-01-02-34	43.93	12.32	5	212	28	42	84	72	112	4.31	3.63 e22	TF	CMT-RCMT
75	2000-10-03-01-12	44.33	10.66	5	317	24	-105	153	67	-83	4.24	2.87 e22	NF	CMT-RCMT
76	2001-02-01-21-57	44.50	9.95	5	297	36	-99	129	55	-83	3.84	7.24 e21	NF	ETHZ
77	2001-11-26-00-56	43.60	12.11	5	358	21	-72	158	70	-97	4.70	1.38 e23	NF	CMT-RCMT
78	2002-02-21-14-36	43.76	12.05	7.5	313	35	-86	128	55	-93	4.09	1.70 e22	NF	CMT-RCMT
79	2002-04-30-21-24	44.13	11.54	5.1	146	31	-63	294	62	-106	3.80	6.23 e21	NF	ETHZ
80	2002-06-08-20-13	44.36	10.70	18.5	301	45	116	86	51	66	4.21	2.57 e22	TF	CMT-RCMT
81	2002-06-18-22-23	44.45	10.77	18.7	293	44	103	95	48	78	4.32	3.76 e22	TF	CMT-RCMT
82	2002-06-19-22-11	44.41	10.70	20.1	301	35	110	97	58	76	4.08	1.63 e22	TF	ETHZ
83	2002-07-05-09-45	44.43	10.73	20.5	103	41	57	324	56	115	3.75	5.24 e21	TF	ETHZ
84	2003-01-26-19-57	43.88	11.96	6.5	140	41	-101	336	50	-80	4.67	1.27 e23	NF	CMT-RCMT
85	2003-01-26-20-15	43.87	11.96	7	291	37	-130	158	62	-64	4.54	7.92 e22	NF	CMT-RCMT
86	2003-09-14-21-42	44.25	11.38	8.3	246	40	68	94	53	107	5.27	9.84 e23	TF	CMT-RCMT
87	2003-12-07-10-20	44.16	12.18	9.2	284	45	71	130	48	108	4.19	2.44 e22	TF	CMT-RCMT
88	2005-04-18-10-59	44.72	9.35	7.8	336	34	-35	96	71	-118	4.04	1.42 e22	NF	CMT-RCMT
89	2006-04-16-21-15	43.96	11.80	27	295	34	91	114	56	89	4.46	6.13 e22	TF	CMT-RCMT
90	2006-04-17-21-42	43.62	10.21	9.1	323	50	-53	94	52	-125	4.17	2.21 e22	NF	CMT-RCMT
91	2006-10-21-07-04	43.63	12.98	36.3	34	60	12	298	80	150	4.22	2.64 e22	SS	CMT-RCMT
92	2007-05-09-06-03	44.80	10.48	9.7	258	45	63	115	51	115	4.24	2.81 e22	TF	CMT-RCMT
93	2007-07-30-19-05	44.90	10.00	20.5	191	40	163	295	79	51	4.48	6.43 e22	U	CMT-RCMT
94	2008-03-01-07-43	44.06	11.25	3.8	278	36	-123	136	60	-68	4.73	1.56 e23	NF	CMT-RCMT
95	2008-03-01-08-08	44.08	11.27	9	318	32	-108	160	60	-79	4.04	1.44 e22	NF	CMT-RCMT
96	2008-03-01-08-43	44.05	11.23	5.2	326	43	-67	116	51	-110	4.24	2.89 e22	NF	CMT-RCMT
97	2008-03-26-09-19	44.34	9.81	72.2	43	43	57	264	55	117	4.18	2.28 e22	TF	CMT-RCMT
98	2008-12-23-15-24	44.54	10.34	22.9	295	34	97	107	56	86	5.46	1.91 e24	TF	CMT-RCMT
99	2008-12-23-21-58	44.53	10.35	23.7	286	34	84	113	57	94	4.89	2.69 e23	TF	CMT-RCMT
100	2009-04-05-20-20	44.23	11.91	24.5	257	37	55	118	60	113	4.73	1.54 e23	TF	CMT-RCMT
101	2009-09-14-20-04	44.02	11.27	7.0	122	45	-90	303	45	-90	4.20	2.50 e22	NF	TDMT
102	2009-09-20-03-50	43.40	13.42	37.8	19	84	-5	110	85	-174	4.64	1.12 e23	SS	CMT-RCMT
103	2009-10-19-10-08	44.81	9.77	23.6	41	43	59	260	54	115	4.14	2.02 e22	TF	CMT-RCMT
104	2010-04-15-01-47	43.47	12.42	8.1	144	21	-57	288	72	-102	4.07	1.61 e22	NF	CMT-RCMT
105	2010-09-05-07-07	44.13	12.16	23.5	200	43	125	336	56	62	4.02	1.34 e22	TF	CMT-RCMT
106	2010-10-13-22-43	44.20	12.38	26.5	17	65	22	278	70	153	4.06	1.55 e22	SS	CMT-RCMT
107	2011-05-24-22-03	43.87	12.03	4.4	266	52	-132	142	54	-49	4.15	2.12 e22	NF	CMT-RCMT
108	2011-07-12-06-53	43.93	11.85	7.6	103	34	-114	311	59	-74	4.29	3.39 e22	NF	CMT-RCMT
109	2011-07-12-07-15	43.93	11.86	8.2	109	37	-102	304	54	-81	4.21	2.59 e22	NF	CMT-RCMT

n.	Data e Ora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Str1	Dip1	Slp1	Str2	Dip2	Slp2	Mw	Mom. Sism. (dyn cm)	Stile Tettonico	Database
110	2011-07-12-19-20	43.93	11.85	8	126	26	-86	301	64	-92	4.01	1.28 e22	NF	CMT-RCMT
111	2011-07-17-18-30	45.01	11.37	2.4	66	26	47	292	71	108	4.83	2.20 e23	TF	CMT-RCMT
112	2011-10-20-06-11	44.52	9.39	5.1	278	34	62	131	60	108	4.23	2.74 e22	TF	CMT-RCMT
113	2012-01-25-08-06	44.87	10.51	29	335	46	-16	76	79	-135	4.95	3.35 e23	U	CMT-RCMT
114	2012-01-27-14-53	44.52	10.01	72.4	113	34	89	294	56	91	5.04	4.52 e23	TF	CMT-RCMT
115	2012-03-05-15-15	44.49	9.35	10.8	297	19	-114	143	73	-82	4.30	3.45 e22	NF	CMT-RCMT
116	2012-05-19-23-13	44.91	11.25	9.3	103	35	90	283	55	90	4.16	2.16 e22	TF	CMT-RCMT
117	2012-05-20-02-03	44.90	11.26	9.5	88	35	60	304	61	109	6.10	1.74 e25	TF	CMT-RCMT
118	2012-05-20-03-02	44.86	11.15	9.1	109	22	96	283	68	88	5.04	4.50 e23	TF	CMT-RCMT
119	2012-05-20-09-13	44.87	11.24	7.2	302	19	146	64	80	74	4.54	7.91 e22	TF	CMT-RCMT
120	2012-05-20-13-18	44.81	11.44	3.4	91	30	54	311	66	109	5.21	0.82 e24	TF	CMT-RCMT
121	2012-05-20-17-37	44.86	11.30	5.4	238	40	83	67	50	96	4.41	5.19 e22	TF	CMT-RCMT
122	2012-05-21-16-37	44.87	11.31	3.6	256	40	119	41	55	68	4.14	2.05 e22	TF	CMT-RCMT
123	2012-05-23-21-41	44.85	11.24	8.7	59	40	18	315	78	129	4.25	2.93 e22	U	CMT-RCMT
124	2012-05-25-13-14	44.87	11.09	4	59	54	42	301	57	136	4.00	1.23 e22	TF	CMT-RCMT
125	2012-05-27-18-18	44.87	11.16	6	68	43	24	320	74	130	4.11	1.84 e22	TS	CMT-RCMT
126	2012-05-29-07-00	44.84	11.07	8.1	91	29	72	291	63	99	5.87	0.80 e25	TF	CMT-RCMT
127	2012-05-29-08-25	44.86	10.95	7.9	79	28	45	307	71	110	4.68	1.30 e23	TF	CMT-RCMT
128	2012-05-29-08-27	44.88	11.04	6	115	34	113	269	59	76	4.50	6.91 e22	TF	CMT-RCMT
129	2012-05-29-08-40	44.87	10.97	4.1	286	52	100	90	39	77	4.10	1.59 e22	TF	TDMT
130	2012-05-29-10-55	44.86	10.98	4.4	90	38	66	299	56	107	5.48	2.06 e24	TF	CMT-RCMT
131	2012-05-29-11-00	44.89	10.98	7.2	128	45	134	254	60	55	4.97	3.53 e23	TF	CMT-RCMT
132	2012-05-31-14-58	44.89	10.87	8.2	288	35	120	73	60	71	3.95	1.06 e22	TF	CMT-RCMT
133	2012-06-03-19-20	44.89	10.95	8.7	83	19	60	294	74	100	4.86	2.41 e23	TF	CMT-RCMT
134	2012-06-06-04-08	44.40	12.32	31.1	35	46	36	278	65	130	4.22	2.67 e22	TF	CMT-RCMT
135	2012-06-12-01-48	44.89	10.92	8.3	286	36	108	84	56	77	4.06	1.54 e22	TF	CMT-RCMT
136	2012-10-03-14-41	44.78	9.67	23.8	216	85	-2	306	88	-175	4.53	0.78 e23	SS	CMT-RCMT
137	2013-01-25-14-48	44.16	10.45	19.8	246	68	-167	151	78	-22	5.02	4.16 e23	SS	CMT-RCMT
138	2013-06-21-10-33	44.13	10.14	7	247	32	-141	123	71	-64	5.40	1.56 e24	NF	CMT-RCMT
139	2013-06-21-12-12	44.16	10.14	8.1	325	49	-54	97	52	-124	4.34	3.97 e22	NF	CMT-RCMT
140	2013-06-23-15-01	44.17	10.20	9.2	249	35	-132	117	65	-65	4.65	1.17 e23	NF	CMT-RCMT
141	2013-06-30-14-40	44.16	10.19	6.1	281	21	-91	102	69	-90	4.79	1.88 e23	NF	CMT-RCMT
142	2013-07-11-04-32	43.82	12.05	8.5	138	49	-100	333	42	-79	4.00	1.28 e22	NF	TDMT
143	2013-11-21-10-36	44.91	9.04	23.2	86	27	44	315	72	110	3.99	1.22 e22	TF	CMT-RCMT
144	2014-09-07-10-45	44.12	10.67	17.5	130	31	-139	3	70	-66	4.44	5.71 e22	NF	CMT-RCMT
145	2014-12-19-09-39	43.60	11.24	8.9	345	78	-9	76	81	-168	4.20	2.48 e22	SS	CMT-RCMT
146	2014-12-19-10-36	43.61	11.24	8.6	342	55	-28	89	67	-141	4.36	4.26 e22	NS	CMT-RCMT
147	2015-01-23-06-51	44.13	11.12	9.6	127	60	-88	304	30	-93	4.30	3.06 e22	NF	TDMT
148	2015-03-04-00-00	43.60	11.18	10.0	93	36	-172	356	85	-54	4.00	1.34 e22	U	CMT-RCMT
149	2015-07-22-12-57	44.16	10.89	10.0	349	51	15	88	79	140	4.00	1.04 e22	SS	CMT-RCMT
150	2015-09-13-01-04	43.62	11.16	5.0	356	51	13	94	80	140	4.00	1.32 e22	SS	CMT-RCMT

4.2 - LE INDAGINI DI TERRENO

Esistono vari tipi d'indagine che, associati al rilevamento geologico, permettono di identificare le faglie attive (es. indagini sismologiche, geomorfologiche, geofisiche, geodetiche, indagini storiche o archeologiche). In particolare, è fondamentale l'individuazione di caratteristiche associazioni di forme del rilievo (faccette triangolari, scarpate di faglia, terrazzi tettonici, ecc.), attraverso indagini morfotettoniche.

Le deformazioni tettoniche recenti si esprimono infatti in superficie essenzialmente attraverso la produzione e/o la modifica delle forme del rilievo. Oltre alle evidenze di carattere geologico esiste, quindi, un importante "segnale morfologico", la cui valutazione risulta fondamentale per l'individuazione e la descrizione delle strutture attive presenti in una determinata area. Sia l'analisi geologico-strutturale di campagna che lo studio morfotettonico hanno dunque rappresentato il nucleo principale della metodologia utilizzata in questo studio per l'individuazione delle principali strutture attive. Lo studio è stato affrontato utilizzando un approccio basato sull'integrazione di diversi tipi di indagini (studio ed interpretazione di immagini da satellite, foto aeree e carte topografiche, rilevamento geologico-strutturale); l'analisi è stata dunque compiuta a varie scale, da diverse decine di chilometri (immagini da satellite) alla scala metrica dell'affioramento.

Di seguito sono sinteticamente descritti gli approcci comunemente più utilizzati per l'individuazione e caratterizzazione delle strutture attive affioranti o poco profonde.

- **Criterio geologico:** consiste nel cercare orizzonti di terreni recenti (di età quaternaria) dislocati da una faglia o deformati da una struttura plicativa; se la struttura ha evidenze in superficie talvolta vengono effettuati scavi (trincee) che attraversano la zona di faglia, al fine di esporre in maniera evidente gli orizzonti stratigrafici e le eventuali strutture che li hanno dislocati;

inoltre, se sussiste la possibilità di datare i vari livelli si possono effettuare studi per stimare il tempo di ritorno di un terremoto.

- **Criterio geomorfologico:** una struttura attiva può intersecare la topografia e avere ripercussioni sulla morfologia del territorio; la parte della geomorfologia che studia le interazioni tra fenomeni endogeni (per lo più tettonici) e fenomeni esogeni si chiama morfotettonica. Questa disciplina fornisce un utile strumento per l'analisi della deformazione tettonica superficiale, in quanto permette di correlare le strutture geologiche con le forme del rilievo e, quindi, permette di estendere il valore di un dato geologico puntuale ad un'area che mantiene comuni caratteristiche morfotettoniche.
- **Criterio geofisico:** attraverso indagini geofisiche (ad es. profili sismici) si possono individuare strutture sepolte che non hanno evidenza superficiale ma che potrebbero controllare l'evoluzione di strutture più superficiali.
- **Criterio sismologico:** l'ubicazione degli epicentri dei sismi può fornire un'importante guida per la ricerca delle strutture attive; in particolare, eventuali allineamenti di epicentri possono essere correlati con linee tettoniche note. Di fondamentale importanza sono gli studi sui meccanismi focali, per mezzo dei quali si ottengono informazioni sul meccanismo di rottura in profondità, e più in generale sul campo tensionale attuale, la cui conoscenza può essere un'utile guida per l'individuazione e la caratterizzazione di strutture sismogenetiche.
- **Criterio storico:** i documenti storici sono un'utilissima fonte per la conoscenza dei terremoti avvenuti nel passato; si possono trovare informazioni anche sugli effetti ambientali, quali fessurazioni di terreno, che possono fornire indicazioni sulle condizioni geologiche locali e sull'individuazione di strutture attive.
- **Criterio geodetico:** la geodesia è la disciplina che si propone di misurare la forma della Terra, sia a piccola che a grande scala; tale scienza trova applicabilità nello studio delle zone tettonicamente attive in quanto permette di rilevare variazioni della superficie terrestre (movimenti del suolo), anche minimi. La tecnica usata si basa sulla misura di distanze rispetto ad un sistema di riferimento costituito da una rete di punti di controllo.

La suddivisione in faglie attive e potenzialmente attive di questa nuova edizione della carta sismotettonica dell'Emilia-Romagna è stata quindi basata sull'analisi e il confronto di elementi geologici, morfo-strutturali e sismologici.

4.2.1 - Le aree con evidenze morfo-strutturali di attività tettonica recente e in atto

I risultati dei rilievi geologici e morfo-strutturali, confrontati e integrati con i dati di sottosuolo e con i dati sismologici, condotti nelle aree che mostrano evidenze in superficie di attività tettonica recente e in atto, vengono di seguito presentati seguendo la distinzione nei 3 ambienti geomorfologici principali che compongono l'area di studio già adottata per l'inquadramento geologico (cap. 2): a) la zona assiale della catena, b) il margine appenninico-padano, c) la pianura e la costa.

Il diverso contesto geomorfologico ha richiesto differenti criteri di analisi e metodi d'indagine con conseguente diverso grado di approfondimento delle conoscenze.

In figura 4.5 è mostrato il quadro delle aree oggetto di approfondimenti e di seguito descritte.

4.2.1.a - La zona assiale della catena

Per riconoscere le strutture recenti e attive della catena affiorante è fondamentale l'analisi morfotettonica fondata sull'individuazione di associazioni di elementi geomorfologici e caratteristiche forme del rilievo quali faccette triangolari, scarpate di faglia, terrazzi tettonici, controllo sul reticolo idrografico, dislocazione e/o deformazione di depositi e superfici recenti.

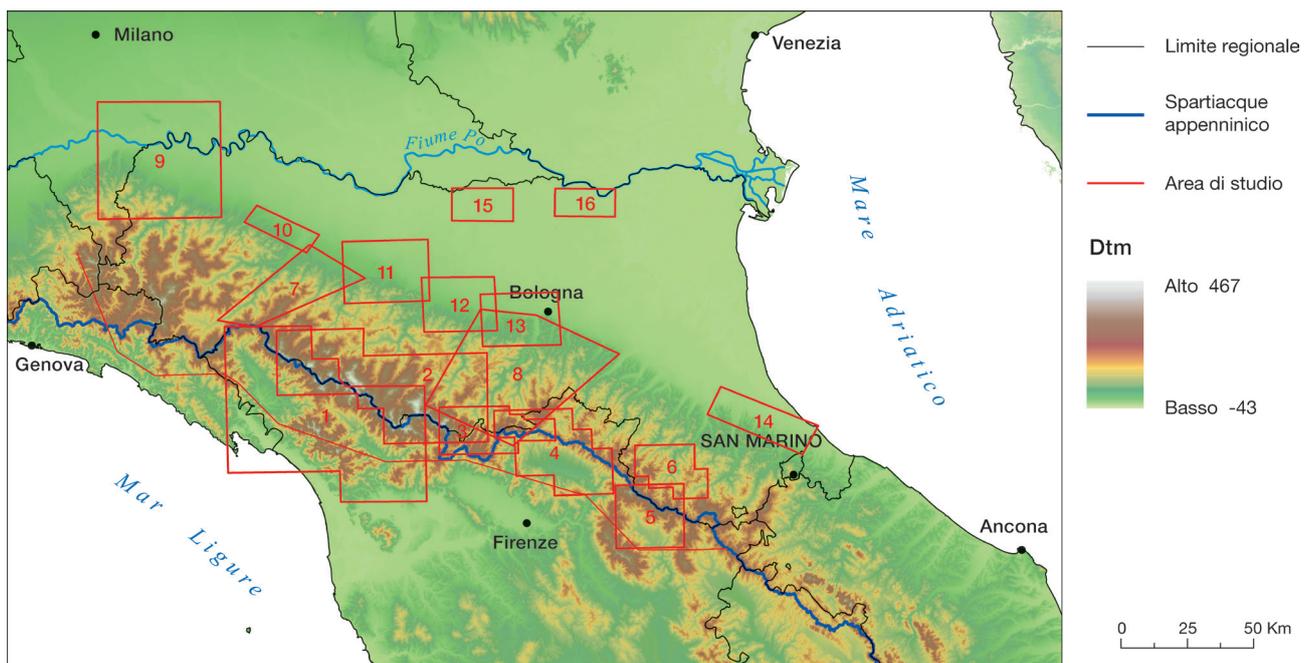


Figura 4.5: quadro di unione delle aree studiate.

Figure 4.5: index map of the studied areas.

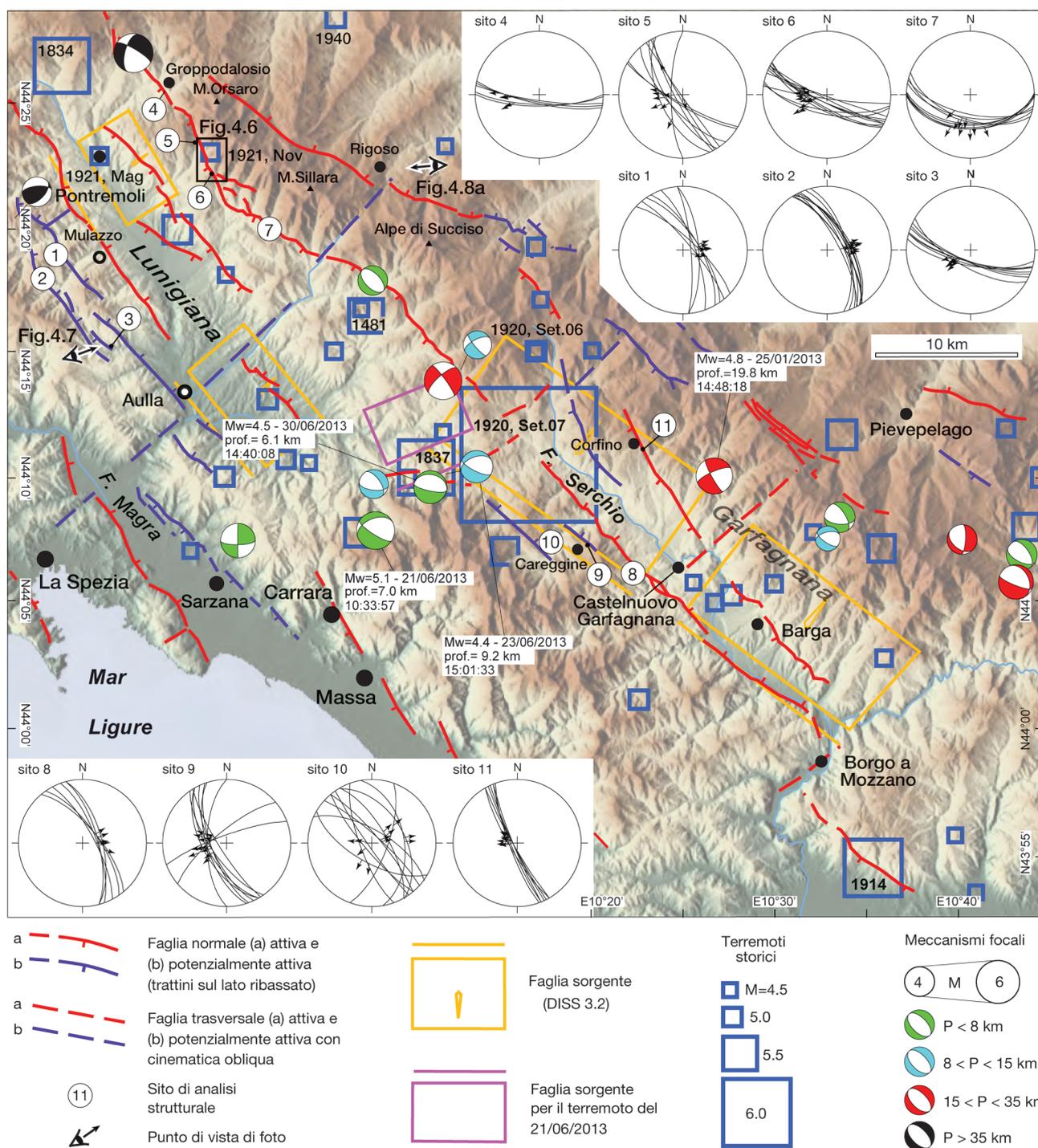


Figura 4.6: principali caratteristiche strutturali del settore Garfagnana-Lunigiana. Le strutture principali sono riportate su un DEM con risoluzione di 90 m (US Geological Survey). Strutture derivate da Corti et al. (2006), Di Naccio et al. (2013) e da indagini sul terreno. Gli stereonets illustrano i dati strutturali sulla cinematica delle faglie mesoscopiche e dei piani principali (proiezione di Schmidt, emisfero inferiore). I terremoti storici e i meccanismi focali dei terremoti con $M_W \geq 4.0$ sono riportati in carta. Le singole sorgenti sismiche sono derivate dal DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015). La faglia ritenuta responsabile del terremoto del 21 giugno 2013 è tratta da Stramondo et al. (2014).

Figure 4.6: Main structural features of Garfagnana-Lunigiana sector. The main structures are shown on a 90 m resolution DEM (US Geological Survey). Structures from Corti et al. (2006), Di Naccio et al. (2013) and new field surveys. The stereonets illustrate the structural data about the kinematics of the mesoscopic faults and the main surfaces (Schmidt projection, lower hemisphere). Historical earthquakes and focal mechanisms of earthquakes with $M_W \geq 4.0$ are reported in the map. Individual seismic sources from DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015). The fault responsible of the 21 June 2013 event is from Stramondo et al. (2014).

L'analisi strutturale di dettaglio ha riguardato la raccolta di vari tipi di indicatori cinematici (striature meccaniche, vene di taglio, slickensides, ecc. ...) su piani di faglia principali e secondari. In particolare, gli indicatori cinematici sono stati distinti tra quelli misurati 1) sul piano di faglia principale, nel nucleo della faglia (fault core), e 2) nella zona di danneggiamento della faglia (fault damage zone), che è il volume di roccia contenente faglie secondarie su entrambi i lati del nucleo della faglia. In questa analisi sono stati distinti anche gli indicatori cinematici raccolti su faglie mesoscopiche non chiaramente collegate ad una faglia maggiore, e che possono raggrupparsi in bande di deformazione al di fuori delle zone di danneggiamento di una certa faglia

(tab. 4.2). Il *rake* delle faglie segue la convenzione di Aki e Richards (1980), in cui -90° e 90° indicano rispettivamente movimenti normali ed inversi puri, mentre *rake* di 180° e 0° rappresentano faglie destre e sinistre pure.

Infine è stato effettuato il confronto tra la posizione delle faglie ritenute attive o potenzialmente attive con la distribuzione degli epicentri dei terremoti, derivati dai cataloghi CPT115 e ISIDe dell'INGV (Rovida et al., 2016; ISIDe Working Group INGV, 2015) disponibili online. Per meglio caratterizzare le aree e le strutture sono stati utilizzati anche altri meccanismi focali disponibili oltre a quelli rappresentati in carta; infatti, oltre alle soluzioni fornite dal catalogo RCMT (<http://www.bo.ingv.it/RCMT>; Pondrelli et al., 2006; Pondrelli et al., 2015 e referenze in esso incluse) riportate in carta, sono state utilizzate anche le informazioni provenienti da altri cataloghi disponibili (ad es. EMMA, Vannucci e Gasperini, 2004), che forniscono soluzioni anche per terremoti di magnitudo minore, o da specifici studi, di volta in volta citati nel testo.

L'area del crinale appenninico è infatti caratterizzata da frequente e intensa attività sismica, per lo più superficiale. Molti degli eventi sismici di questo settore sembrano correlabili con l'attività di strutture sismogeniche associate ai bacini intramontani che caratterizzano il versante toscano della dorsale appenninica, quali la Lunigiana, la Garfagnana, il Mugello e l'alta Valtiberina. Come già indicato nei capitoli precedenti, queste strutture sismogeniche hanno evidente rilevanza anche per quanto riguarda l'Emilia-Romagna, in quanto gli effetti dei terremoti prodotti da tali strutture (particolarmente quelli del Mugello 1919 e della Garfagnana 1920) sono stati risentiti in maniera significativa anche nel territorio regionale (Rovida et al., 2016; tab. 3.1).

Di seguito sono descritte, da ovest verso est, le aree che presentano le maggiori evidenze di attività tettonica recente distinguendo tra zone a sviluppo longitudinale, cioè parallele all'asse della catena, e zone trasversali. Le situazioni di intersezione tra strutture longitudinali e trasversali, per maggiore chiarezza, sono descritte sia nelle zone longitudinali che in quelle trasversali.

Per la descrizione delle zone e delle strutture, quando non si fa esplicito riferimento a figure inserite nel testo, ci si riferisce a elementi rappresentati in carta.

Tabella 4.2: dati di sintesi delle stazioni di analisi strutturale menzionate nel testo.

Table 4.2: summary data of the structural analysis stations mentioned in the text.

Sito num.	Località	Latitudine N	Longitudine E	Numero di faglie	Tipologia di struttura	Roccia/Formazione
1	Crocetta	44.3122	9.8508	7	damage zone	Arenaria Macigno
2	Montereggio	44.2968	9.8379	10	Piano principale di faglia	Arenaria Macigno
3	Villa (Tresana)	44.2534	9.8997	8	Piano principale di faglia	Arenaria Macigno
4	Groppodalosio	44.4198	9.9472	5	damage zone	Arenarie del Cervarola
5	Vignolo	44.3798	9.9805	9	damage zone	Arenaria Macigno
6	Vignolo	44.3683	9.9718	11	damage zone	Arenaria Macigno
7	Iera	44.3333	10.0406	9	damage zone	Arenaria Macigno
8	Cerretoli	44.1073	10.3742	6	damage zone	Arenaria Macigno
9	Careggine	44.1233	10.3324	12	damage zone	Arenaria Macigno
10	Lago di Vagli	44.1294	10.3047	12	Faglie mesoscopiche	Carbonati mesozoici
11	Corfino	44.1803	10.3845	7	Piano principale di faglia	Carbonati mesozoici
12	Passo di Lagastrello	44.3575	10.1394	8	Piano principale di faglia	Arenaria Macigno
13	Sassatella	44.30356	10.59659	8	Faglie mesoscopiche	Unità Liguri
14	Bocassuolo	44.29749	10.62553	14	Faglie mesoscopiche	Unità Liguri
15	Santona	44.26750	10.66805	10	Faglie mesoscopiche	Unità Liguri
16	Strettara	44.25864	10.71166	4	Faglie mesoscopiche	Unità Liguri
17	Riolunato	44.22916	10.67277	10	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
18	Montecreto	44.24744	10.72497	21	damage zone	Marne Monte S. Michele
19	Séstola	44.22522	10.76304	11	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
20	Piandelfalco	44.21933	10.74526	9	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
21	Fanano	44.18496	10.79475	11	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
22	Ospitale	44.17300	10.79641	5	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
23	Pracchia	44.07855	10.93454	15	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
24	Randaragna	44.08919	10.95279	13	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
25	Molino del Pallone	44.109347	10.966687	5	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
26	Lago Brasimone	44.12278	11.10250	6	Piano principale di faglia	Arenarie del Cervarola
27	Lago Brasimone	44.12361	11.10611	10	Faglie mesoscopiche	Arenarie del Cervarola
28	Rasora	44.11528	11.13806	4	damage zone	Arenarie del Cervarola
29	Monte Altuzzo	44.04111	11.38498	8	Faglie mesoscopiche	Marnoso Arenacea
30	Case Risolaia	44.02583	11.41083	14	damage zone	Marnoso Arenacea
31	S. Maria a Vezzano	43.99861	11.46000	17	damage zone	Marnoso Arenacea
32	Gattaia	43.9928	11.47528	4	damage zone	Arenarie del Falterona
33	Premilcuore	43.9742	11.7674	11	Faglie mesoscopiche	Marnoso Arenacea
34	Premilcuore	43.9706	11.7653	7	Faglie mesoscopiche	Marnoso Arenacea
35	Cabelli	43.9291	11.8525	6	Faglie mesoscopiche	Marnoso Arenacea
36	Cabelli	43.9316	11.8595	6	Faglie mesoscopiche	Marnoso Arenacea
37	Gamberini	43.9044	11.9656	6	Piano principale di faglia	Unità Epiliguri
38	Montegranelli	43.8807	11.9731	15	damage zone	Unità Epiliguri

Lunigiana

La Lunigiana rappresenta il bacino intermontano più nord-occidentale della zona assiale dell'Appennino Settentrionale (fig. 4.6). E' caratterizzato da una significativa sismicità storica, in particolare si segnalano gli eventi del 1481 e del 1834 rispettivamente con $M_w=5.60$ e 5.96 (Rovida et al., 2016). Dal punto di vista strutturale, la Lunigiana è un graben delimitato da entrambi i lati da faglie normali di età quaternaria con immersioni contrapposte (Bartolini et al., 1982). I principali sistemi di faglie che delimitano il graben sono indicati come "Sistema di Groppodalosio" lungo il margine NE e "Sistema di Mulazzo" sul margine SW (Bernini e Lasagna, 1988; Bernini e Papani, 2002).

Bernini e Lasagna (1988) hanno considerato il sistema di Groppodalosio come la *master fault* del bacino. Più recentemente, per il sistema di Mulazzo è stato determinato un rigetto verticale maggiore di 2500 m, mentre il rigetto verticale del sistema di faglie di Groppodalosio è stato stimato un rigetto di ≈ 2000 m; pertanto altri Autori hanno considerato il sistema di Mulazzo la *master fault* del bacino (Artoni et al., 1992; Bernini e Papani, 2002). Infine, Boncio et al. (2000) hanno considerato questo sistema di faglie normali come la prosecuzione settentrionale del sistema regionale di faglie a basso angolo immergenti verso nord-est, denominato *Etrurian Fault System*, che dalla Lunigiana, attraverso la Garfagnana, il Mugello ed il Casentino, giungerebbe fino alla Valtiberina settentrionale. Una geometria simile è stata dedotta sulla base dell'interpretazione di un profilo sismico regionale che collega il graben della Lunigiana ad una faglia normale a basso angolo immergente a NE (Argnani et al., 2003). Questa interpretazione ben si accorda con la distribuzione della sismicità che dal graben della Lunigiana si approfondisce a NE con una pendenza di circa 30° , seguendo l'approfondimento del top del basamento (Eva et al., 2014). Le relazioni tra questa struttura normale a basso angolo e l'attività dei *thrust* padani esterni non è però ancora ben definita.

I sistemi di Mulazzo e Groppodalosio sono sistemi di faglie ad orientazione circa NW-SE, caratterizzati da segmenti disposti *en-echelon* che tendono a interrompersi verso nord in corrispondenza del sistema trasversale del Fiume Taro (fig. 4.6). Verso sud-est, il fascio di faglie del lato meridionale si interrompe contro il nucleo metamorfico apuano, mentre il sistema di faglie di Groppodalosio si connette con le faglie normali che bordano, in Garfagnana, il più stretto graben del Serchio (v. dopo). Entrambi i sistemi di faglie sono caratterizzati da evidenze morfo-strutturali ben pronunciate (Piccardi et al., 1999; Di Naccio et al., 2013). In particolare le relazioni con il drenaggio indicano un'attività recente e tuttora in atto delle strutture (Di Naccio et al., 2013).

Il Sistema di Groppodalosio mostra inoltre una prominente scarpata di faglia, lateralmente continua per diversi chilometri. Oltre a queste indicazioni morfologiche di attività si hanno anche evidenze geologiche: infatti, lungo il sistema, si hanno depositi fluviali terrazzati, attribuiti genericamente al Pleistocene superiore-Olocene (Bernini, 1988; Bernini et al., 1991) che risultano dislocati dall'azione delle faglie (fig. 4.6). Ciò risulta particolarmente evidente nella zona di M. Bosta, dove profili di topografici di precisione mettono in evidenza la dislocazione di un terrazzo fluviale recente (anche se di età non nota con precisione) di circa 80 cm (fig. 4.7). Ulteriore evidenza in accordo con queste osservazioni è la riattivazione, nel post-Wurm (Federici e Rau, 1980), di importanti paleofrane allineate lungo il Sistema di Groppodalosio, che sembrano quindi essere correlate all'instabilità determinata dal sollevamento verificatosi lungo tale sistema di faglie.

Due segmenti di faglia principali immergenti a NE, situati sul margine sud-occidentale del bacino, sono considerati le sorgenti sismogenetiche più importanti. Più in particolare, il segmento della faglia nord-occidentale di Pontremoli è ipotizzato essere quello responsabile del terremoto del 1834, mentre il segmento sud-orientale di Aulla potrebbe essere il responsabile dell'evento sismico di del 1481 (Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2015) (fig. 4.6).

Sulla base della cinematica delle faglie analizzate (stereonet 1-3) è possibile attribuire un *rake* medio di -100° al sistema

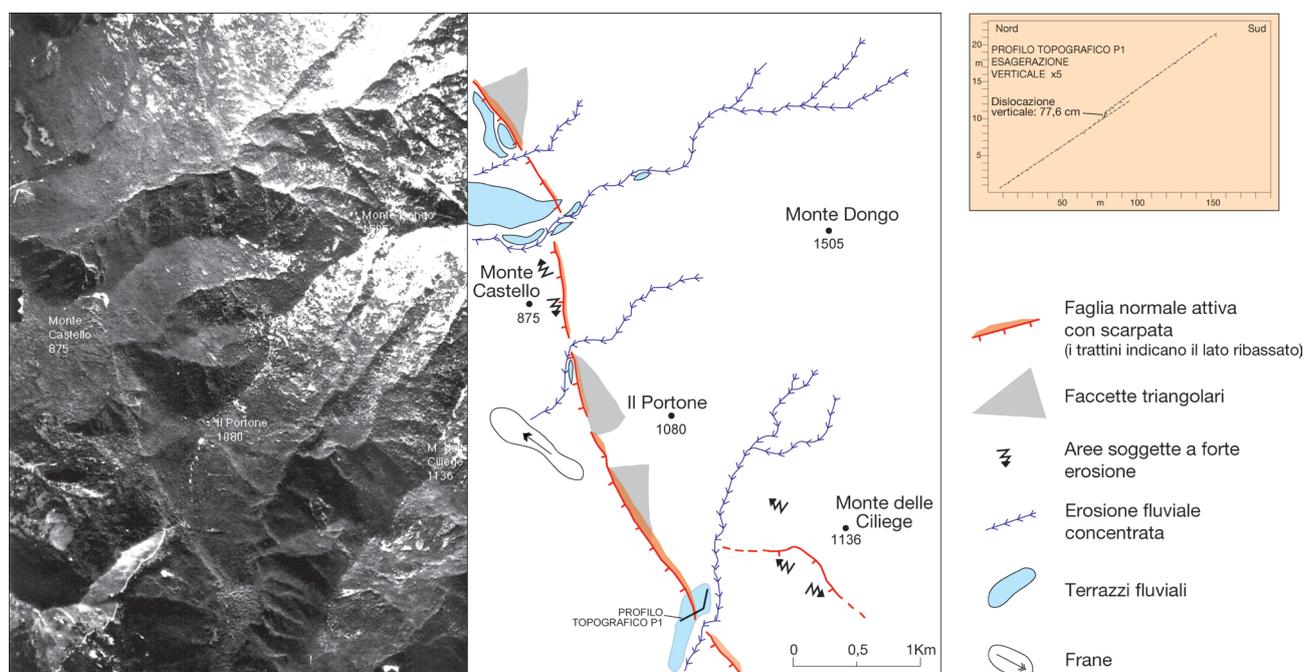


Figura 4.7: foto area (sinistra) con interpretazione morfostrutturale (destra) della zona di Monte Orsaro (ubicazione in fig. 4.6); in basso è riportato un profilo topografico di precisione eseguito con teodolite total station che mette in evidenza la dislocazione di un terrazzo fluviale recente (da Corti, 1997).

Figure 4.7: aerial photo (left) with morphostructural interpretation (right) of the Mt. Orsaro area (location in Fig. 4.6); below it is reported a high-precision topographic profile performed with theodolite total station which highlights the dislocation of a recent fluvial terrace (after Corti, 1997).

di faglie di Mulazzo (figg. 4.6 e 4.8). Dati strutturali raccolti lungo i principali piani di faglia del sistema di Groppodoloso indicano ancora una cinematica dip-slip con una bassa, ma sistematica, componente destra delle faglie normali (*rake* medio = -105°) (stereonetts 4÷7; fig. 4.6, tab. 4.2). Questa cinematica si accorda bene con i dati strutturali di Bernini e Lasagna (1988) per il sistema di faglie di Groppodoloso.

I meccanismi focali riportati in carta e in figura 4.6 evidenziano cinematica e profondità molto diverse. Alla terminazione NW del bacino sono presenti meccanismi molto profondi che indicano compressione e transpressione orientata NW-SE. Tale cinematica potrebbe essere messa in relazione con la struttura della Val di Taro (allineamento M. Vergastrelli - M. Molinatico), situata circa 15 km a nord-ovest, orientata in direzione NE-SW e riportata in carta come potenzialmente attiva.

Per quanto riguarda gli altri meccanismi focali riportati in figura 4.6 essi sono per la maggior parte compresi entro una profondità di 15 km e mostrano una cinematica normale con asse T orientato da N-S a NE-SW, compatibile con le strutture normali attive riportate in carta. Infine si segnalano meccanismi a prevalente cinematica trascorrente situati nell'area di raccordo tra Lunigiana e Garfagnana (fig. 4.6).

Versante nord del Monte Sillara

Il settore a nord-est della Lunigiana, nel versante emiliano, è caratterizzato dalla presenza di una faglia normale, con direzione NW-SE ed immergente verso NE. Questa faglia interessa il versante nord-orientale della dorsale del Monte Sillara, composta dalle arenarie della Formazione del Macigno, che costituisce lo spartiacque principale tra il versante emiliano e toscano (fig. 4.6). Questa struttura è seguibile per una lunghezza di circa 15 km e verso sud-est termina approssimativamente nella zona del Passo di Lagastrello (fig. 4.9). La faglia è caratterizzata da una chiara firma morfostrutturale data dalla presenza di scarpate allineate, faccette triangolari e blocchi inclinati verso SW sul lato ribassato della faglia (fig. 4.9a, b). Queste caratteristiche morfologiche potrebbero suggerire una potenziale attività della faglia. Il piano principale è affiorante in alcuni punti lungo tale struttura, ed in genere presenta un'inclinazione intorno a $50-55^\circ$. La misura di indicatori cinematici sul piano di faglia principale suggerisce una cinematica di tipo dominante di tipo *dip-slip* (sito 12; fig. 4.6 e fig. 4.9b, c, tab. 4.2) (Bonini, 2013). I terremoti strumentali e storici con epicentro situato nell'area a nord-est della faglia, a cui potrebbero essere associati, sono tuttavia di magnitudo da bassa a moderata.



Figura 4.8: dettaglio delle striature sul piano principale di una faglia normale che deforma le arenarie della Formazione del Macigno della Successione Toscana, nell'area di Villa (Tresana), in Lunigiana (sito 3 in fig. 4.6); la freccia bianca aperta indica il movimento del blocco mancante.

Figure 4.8: Details of the slickensides on the main surface of a normal fault affecting the sandstones of the Macigno formation of the Tuscan succession, near Villa (Tresana), in Lunigiana (site 3 in Fig. 4.6); white arrow indicates the movement of the missing block.

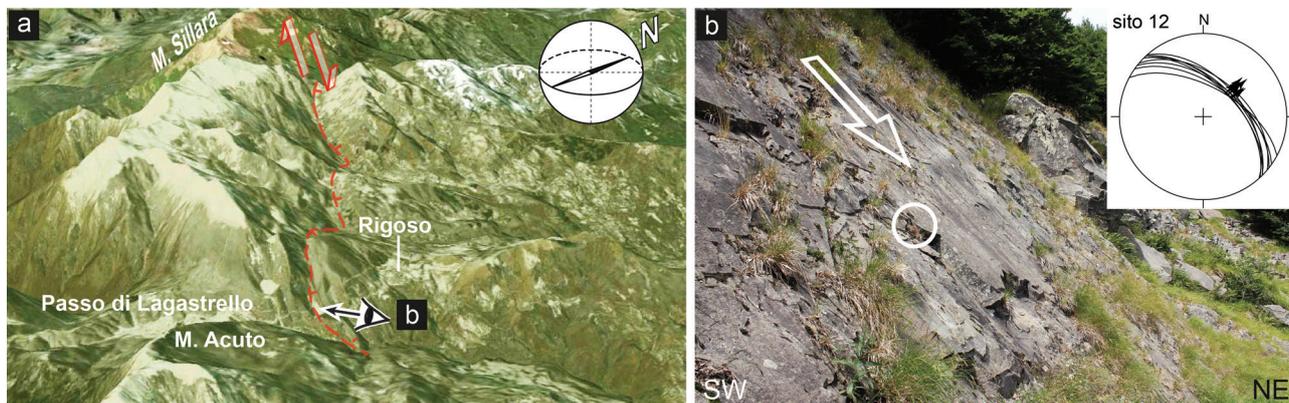


Figura 4.9: a) vista obliqua della faglia normale immergente verso NE che disloca il fianco nord-orientale della dorsale appenninica principale (Monte Sillara); b) dettaglio del piano di faglia (sito 12, fig. 4.6), la freccia indica il movimento del blocco mancante (modificato da Bonini, 2013).

Figure 4.9: a) oblique view of the NE-dipping normal fault which displaces the NE side of the main Apennine ridge (Mt. Sillara); b) details of the fault plane (site 12, fig. 4.6), the arrow indicates the movement of the missing block (modified from Bonini, 2013).

Garfagnana

La Garfagnana è caratterizzata da un'importante attività sismica che consiste in eventi sismici storici da moderati a forti. In particolare si ricordano il terremoto del 1837, con $M_w=5.94$, ed il sisma del 7 settembre 1920, con $M_w=6.53$ (Rovida et al., 2016), uno degli eventi più forti dell'Appennino settentrionale.

La Garfagnana è una depressione tettonica delimitata su entrambi i margini da due sistemi di faglie normali ad andamento NW-SE e con opposta immersione. Per questa ragione l'area è anche indicata come *graben* del Serchio (cfr. ad es. Dallan Nardi e Nardi, 1974; fig. 4.6). Le faglie che delimitano il *graben* del Serchio sono state attive durante il tardo Quaternario (Bartolini et al., 1982). Recenti analisi geomorfologiche della rete fluviale confermano l'attività recente e il carattere potenzialmente sismogenetico delle strutture (Di Naccio et al., 2013).

Sulla base dell'inclinazione dominante verso SW dei depositi del bacino, Calistri (1974) ha considerato il sistema immergente a NE come la *master fault* del bacino. Eva et al. (1978) hanno invece considerato più importante il sistema di faglie inclinate verso SW. Più di recente, la faglia principale è stata identificata con il sistema immergente verso NE che delimita il margine SW del bacino, qui di seguito denominato "sistema di Careggine" che, secondo Boncio et al. (2000) rappresenta un tratto del *Etrurian Fault System*. Le faglie del margine sud-occidentale del bacino sono caratterizzate da una forte evidenza morfologica (Di Naccio et al., 2013) e due segmenti sono stati identificati come le principali strutture sismogenetiche (fig. 4.6). In particolare la faglia sud-occidentale è stata riconosciuta come quella responsabile del terremoto del 1920 (Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2015). Dati strutturali raccolti lungo i piani di faglia principali indicano una cinematica essenzialmente normale pura (*rake* medio = -95° ; *stereonets* 8-10; fig. 4.6, tab. 4.2).

Le faglie normali ad alto angolo immergenti verso SW poste sul margine NE del bacino, indicate anche come "sistema di Corfino", mostrano un'espressione morfologica molto chiara che indica la loro recente attività (Di Naccio et al., 2013; fig. 4.6). Striature sul piano di faglia principale indicano una cinematica *dip-slip* dominante con debole componente destra di movimento (*rake* medio= -95° , sito 11; fig. 4.6). Due dei tre siti con la più alta intensità macrosismica prodotta dall'evento sismico del 1920 ($I_{max} = X$ MCS; Rovida et al., 2016) sono vicini alla traccia del sistema di Corfino. Ciò suggerisce la possibilità che questo sistema sia stato attivato durante il terremoto del 1920. Tuttavia il database del DISS Working Group (2015) indica il sistema di Careggine, immergente a NE, come potenziale struttura responsabile dell'evento sismico del 1920. Solarino (2005) ha stimato una profondità focale di 4,5 km per il sisma del 1920.

I meccanismi focali a cinematica normale disponibili, riportati in carta e in figura 4.4, evidenziano profondità ipocentrali entro i 15 km e un asse T orientato in direzione NE-SW, compatibile con l'orientazione delle principali strutture attive individuate.

Faglie trasversali con direzione NE-SW interrompono la continuità laterale dei principali sistemi che delimitano il *graben*. Una di queste strutture delimita il *graben* della Garfagnana verso NW, raccordandolo con quello della Lunigiana, mentre una seconda struttura è interna al *graben*, all'altezza di Castelnuovo Garfagnana (fig. 4.6). Nel 2013 due terremoti sono stati localizzati lungo le zone di faglia trasversali, in particolare gli eventi sismici del 25 gennaio e 21 giugno, rispettivamente con $M_w=5.01$ e $M_w=5.36$ (Rovida et al., 2016). È interessante notare che l'epicentro del terremoto con $M_w \approx 5.6$ del 6 Settembre 1920, avvenuto il giorno prima del grande terremoto $M_w \approx 6.5$, è più o meno posizionato sulla zona di faglia trasversale relativa all'evento del 21 giugno 2013 (fig. 4.6). Un'altra zona di faglia trasversale, che delimita il *graben* della Garfagnana a sud-est, segue il corso del fiume Serchio all'altezza di Borgo a Mozzano (fig. 4.6). Tale struttura trasversale consente il trasferimento da faglie normali immergenti a NE, nel tratto settentrionale, ad una faglia normale immergente a SW nel tratto meridionale, nell'area posta immediatamente a sud di Borgo a Mozzano (fig. 4.6) (Bartolini et al., 1982). L'epicentro macrosismico del terremoto di $M_w \approx 5.6$ del 27 ottobre 1914, per il quale Solarino (2005) stima una profondità ipocentrale di 4,5 km, è quasi coincidente con la traccia di quest'ultima faglia normale; ipotizziamo quindi che questa faglia possa essere stata la sorgente del terremoto storico (fig. 4.6).

Il versante emiliano tra l'alta Valle del Secchia e Sestola-Fanano (Frignano)

Il settore del versante emiliano a nord-est della Garfagnana, tra l'alta Valle del Secchia e Fanano (area del Frignano), non è stato sede di terremoti storici di particolare rilevanza ma è comunque caratterizzato dalla presenza di un sistema di faglie normali a direzione NW-SE ed immersione perlopiù verso NE (fig. 4.10a) che mostrano attività recente. Queste faglie interessano soprattutto le formazioni silicoclastiche (in particolare il Macigno, la Formazione del M. Falterona e le Arenarie di M. Modino) e spesso ribassano le Unità Liguri s.l., dando origine anche a varie finestre tettoniche. L'analisi strutturale effettuata in questo settore ha permesso il riconoscimento di una deformazione polifasica. Considerati gli obiettivi di questo studio, l'analisi svolta si è concentrata sull'ultima fase di deformazione, che è generalmente identificata in affioramento dalle faglie normali che sono presenti con una certa diffusione in questo settore (fig. 4.10a). Queste ultime vengono generalmente a sovrapporsi sui diffusi elementi legati alla tettonica compressiva, ed in alcuni luoghi le faglie normali riattivano le zone di debolezza preesistenti. Tali faglie normali possono essere attribuite a due distinti sistemi orientati rispettivamente NW-SE e NE-SW, quindi con trend ad alto angolo tra di loro (fig. 4.10a).

Gli elementi a scala mesoscopica sono spesso associati alle maggiori faglie normali che dislocano le *thrust nappes* impilate durante le fasi compressive precedenti. In particolare, il sistema di faglie a direzione NW-SE, tra Fanano e la valle del Dragone, è costituito da due principali segmenti di faglia (figg. 4.10a, 4.11). Per quanto riguarda il segmento sud-orientale, questo corre nelle vicinanze e talora disloca il *thrust* vergente verso NE, che sovrappone la Formazione del M. Falterona sulle Unità Liguri, e che si è verosimilmente sviluppato con cinematica fuori-sequenza durante il Pliocene (Boccaletti e Sani, 1998). Il segmento di faglia normale nord-occidentale continua invece all'interno delle Unità Liguri (fig. 4.10a). Nonostante la sua debole espressione morfostrutturale, la presenza di questa faglia è in buon accordo sia con i dati strutturali ricavati dalle strutture mesoscopiche (siti 13-14, fig. 4.10, tab. 4.2), sia con l'osservazione che le età da tracce di fissione su apatiti mostrano una giustapposizione coerente di rocce termicamente più vecchie (e in origine più elevate) sul lato ribassato della faglia (6.6 e 5.4 Ma) e rocce termicamente più giovani sul lato rialzato della stessa (1.15 al 1.7 Ma) (Thomson et al., 2010).

Per quanto riguarda le soluzioni focali dei terremoti, nella zona di studio i meccanismi sono prevalentemente di tipo estensionale ed in generale mostrano profondità ipocentrali piuttosto superficiali (10÷20 km; fig. 4.10a). La maggior parte degli assi T (tensionali) hanno un'orientazione approssimativa tra NNE-SSW e ENE-WSW, anche se un certo numero di questi è orientato intorno a NW-SE. Gli assi T sono quindi generalmente in accordo con l'andamento dei due principali gruppi di faglie normali individuate nella zona (fig. 4.10a). Una menzione meritano gli eventi sismici del 7 luglio 1999 ($M_w=4.67$ e profondità di 5 km) e del 3 ottobre 2000 ($M_w=4.22$ e profondità 5 km). Questi eventi sono compatibili con la geometria della faglia immergente verso NE che presumibilmente controllava le (estinte) emissioni di metano lungo l'allineamento Fanano-valle del Dragone; tale faglia potrebbe essere quindi considerata potenzialmente attiva (fig. 4.10b). La presenza di altri eventi sismici estensionali può suggerire la presenza nella zona di altre faglie con geometria e cinematica simile (fig. 4.10a).

A ulteriore sostegno dell'ipotesi della presenza di fagliazione attiva nell'area è interessante notare come questo settore

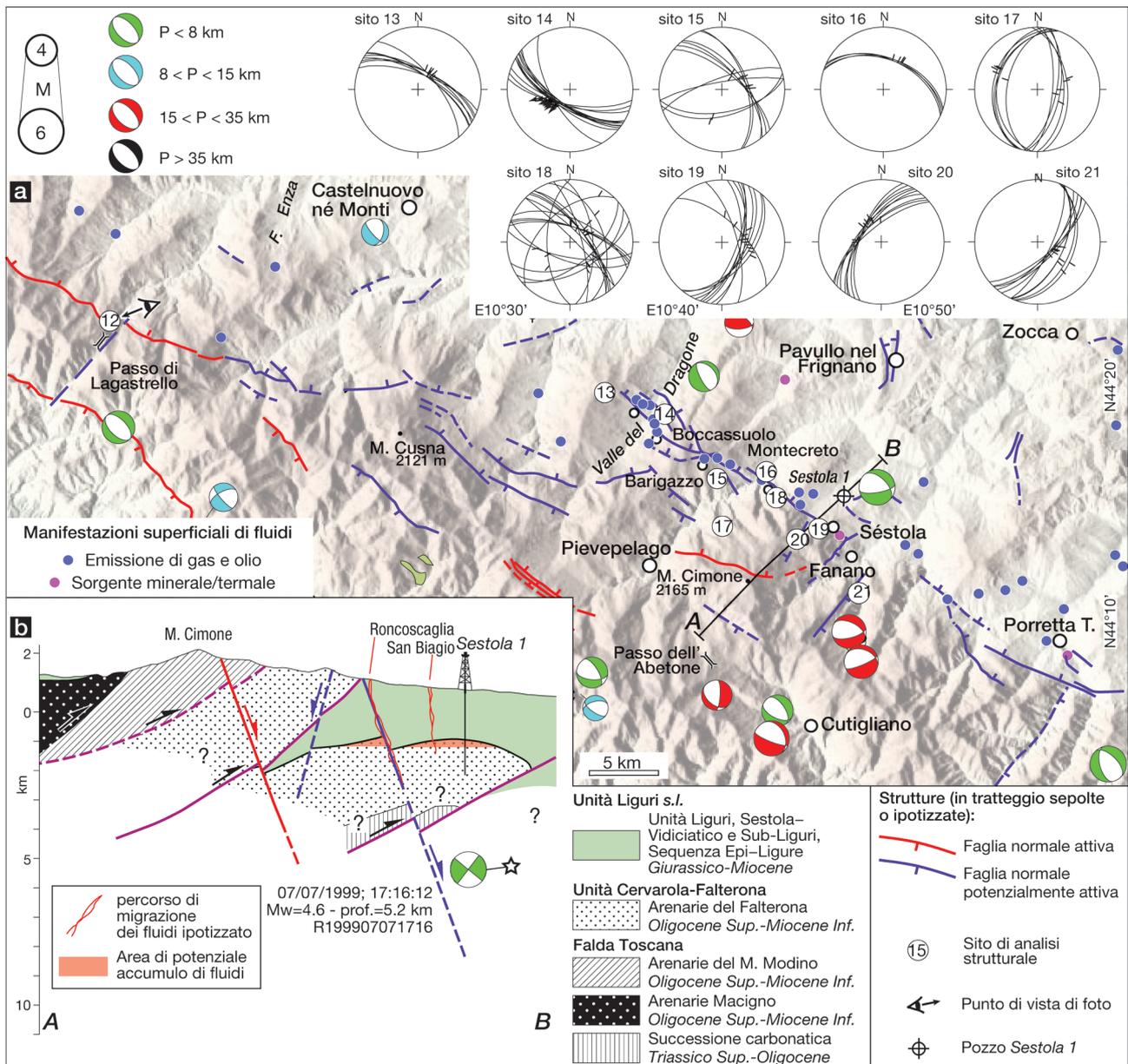


Figura 4.10: a) principali caratteristiche strutturali del settore appenninico emiliano modenese-reggiano (modificata da Bonini, 2013); le strutture principali sono sovrapposte su un DEM con risoluzione di 90 m (US Geological Survey); vengono riportati anche i punti di emissione di metano (perlopiù estinti); b) sezione esplicativa delle principali caratteristiche strutturali e dei loro rapporti con la risalita di fluidi ed emissione del gas (adattata da Anelli et al., 1994).

Figure 4.10: a) main structural features of the Modena-Reggio Emilia Apennines (modified from Bonini, 2013); the main structures are shown on a 90 m resolution DEM (US Geological Survey); the methane emission points (mostly extinct) are also shown; b) cross-section illustrating the main structural features and their relationships with the rise of fluids and gas emission (modified from Anelli et al., 1994).

dell'Appennino modenese-reggiano fosse caratterizzato anche dalla presenza di numerose emissioni naturali di olio e metano. Fuochi perenni da autocombustione di metano erano infatti frequenti in questo settore, dove erano denominati *terreni* o *fontane ardenti* (Govi, 1906), ed erano particolarmente abbondanti lungo entrambi i fianchi della valle del Dragone, come citato nella dettagliata relazione di Spallanzani (1795) (fig. 4.10a). In particolare, tali emissioni di metano definivano nel loro insieme un allineamento NW-SE che si estendeva dalla valle del Dragone verso Fanano (Camerana, 1926; fig. 4.10a). Le più importanti di queste emissioni erano localizzate intorno a Sassatella (Vulcano Botteghe, Medola, Vulcano del Sasso, Signorini, 1944) e a nord di Barigazzo (Inferno, Santona) e Boccassuolo (Fuochi di Vetta; Spallanzani, 1795).

Queste emissioni si sono estinte per la massiccia estrazione di idrocarburi ad opera di piccoli impianti installati nelle vicinanze delle manifestazioni naturali, come a Barigazzo, Boccassuolo, così come in altri casi in Appennino (Porretta Terme, Pietramala, ecc.) (dati disponibili a <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it>). E' tuttavia interessante notare che queste emissioni estinte erano praticamente coincidenti con le sopramenzionate faglie normali ad andamento NW-SE, che verosimilmente fornivano percorsi strutturali preferenziali per la risalita dei fluidi e gas (fig. 4.10a, b).

Infine va ricordato che lungo l'allineamento, verso sud-est, delle faglie estensionali che caratterizzano questo tratto dell'alto Appennino emiliano si collocano anche le sorgenti termali di Porretta Terme.

Un controllo strutturale è probabilmente esercitato anche dalle pieghe anticlinali che coinvolgono le arenarie silicoclastiche insieme alla sovrastanti Unità Liguri, come quella attraversata dal pozzo 'Sestola 1' (Anelli et al., 1994). Questo assetto è infatti

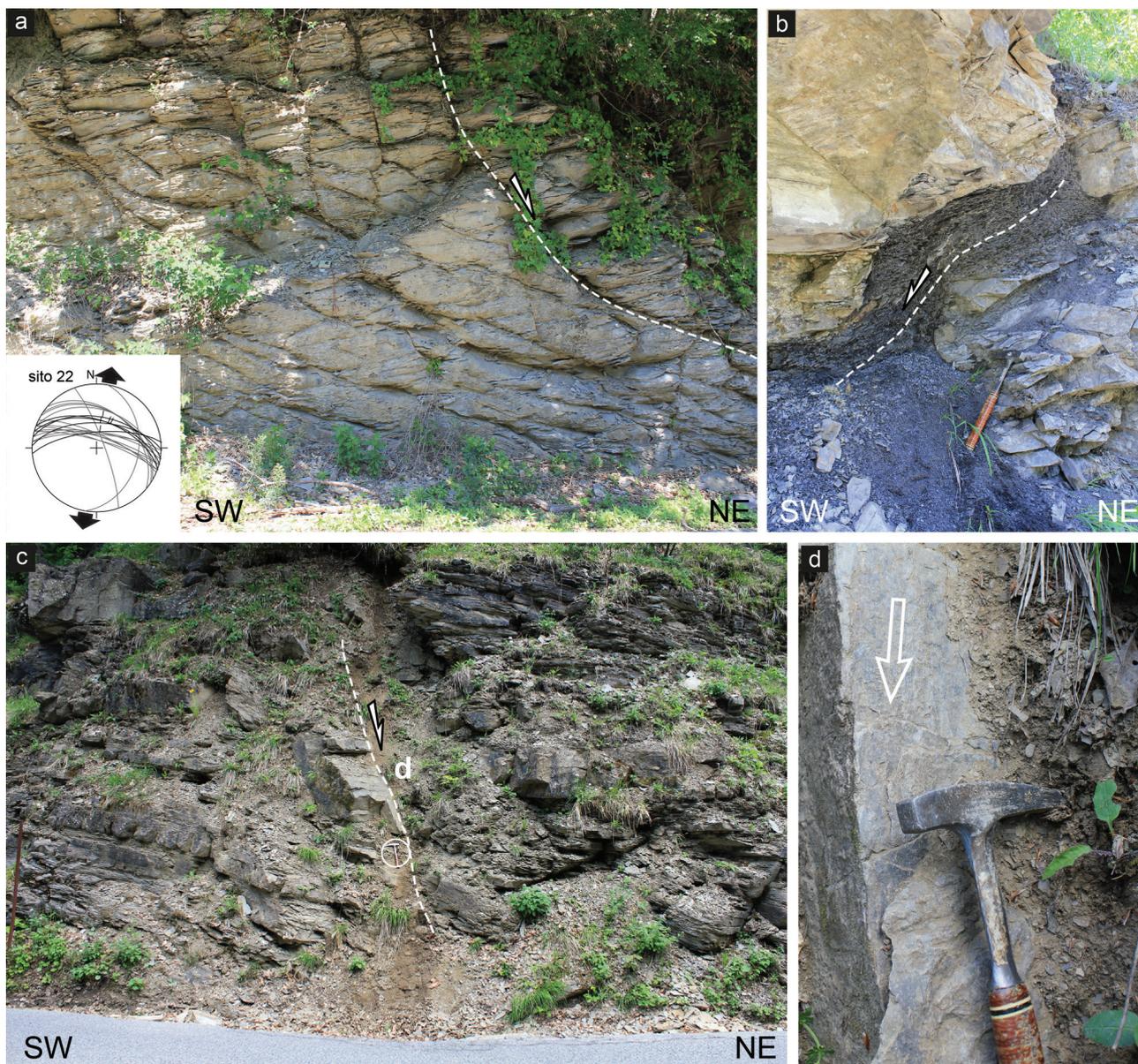


Figura 4.11: faglie normali presenti nell'area del crinale appenninico modenese (Fanano-Sestola). a) Faglia normale e sistemi coniugati di joints compatibili con un asse del σ_1 subverticale (sito 22). Le linee ciclografiche nello stereonet illustrano le faglie (nere) e joint (grigio) (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore). b) Faglia normale nelle arenarie del M. Falterona (sito 21). c) Faglia normale nell'area di Sestola (sito 20). d) Particolare delle strie sul piano di faglia in c); la freccia indica il movimento del blocco mancante. L'ubicazione dei siti di analisi strutturale è riportata in figura 4.10a.

Figure 4.11: normal faults in the Modena Apennine watershed (Fanano-Sestola area). a) Normal fault and conjugated joint systems compatible with a sub-vertical σ_1 axis (site 22). The cyclographic lines in the stereonet illustrate the faults (black) and joint (gray) (Schmidt projection, lower hemisphere). b) Normal fault in the Mt. Falterona sandstone (site 21). c) Normal Fault near Sestola (site 20). d) Detail of slickensides on the fault plane in c); the arrow indicates the movement of the missing block. The location of the structural analysis sites is shown in figure 4.10a.

favorevole alla formazione di trappole anticlinaliche dove si possono accumulare idrocarburi, che possono successivamente risalire verso la superficie lungo il reticolo di fratture che normalmente accompagnano lo sviluppo di pieghe (vedi per esempio l'emissione di San Biagio situata al di sopra del nucleo dell'anticlinale sepolta in figura 4.10b).

Area del crinale appenninico tra Pracchia e Castiglion de' Pepoli

Questo settore del crinale appenninico può essere considerato come il raccordo tra la Garfagnana a ovest e il Mugello a est ed è compreso in una delle principali fasce di deformazione trasversale della catena (zona Panaro-Sillaro).

Dal punto di vista della sismicità, il catalogo CPT115 evidenzia un solo evento con forte magnitudo macrosismica, quello del 1470 con $M_w=5.56$ (Rovida et al., 2016).

Le nostre indagini hanno individuato varie strutture con caratteristiche che suggeriscono una probabile attività quaternaria. La prima ha direzione NE-SW e corre parallelamente alla valle del F. Reno, da Pontepetri a Ponte alla Venturina, con una lunghezza di oltre 15 km. La seconda faglia ha invece direzione NW-SE e si estende per una lunghezza di circa 10 km a sud del Lago del Brasimone, rappresentando quindi la continuazione nord-occidentale dei sistemi del Mugello (fig. 4.12).

La faglia orientata NE-SW è essenzialmente localizzata lungo la valle del Reno la cui espressione morfologica, con fianchi

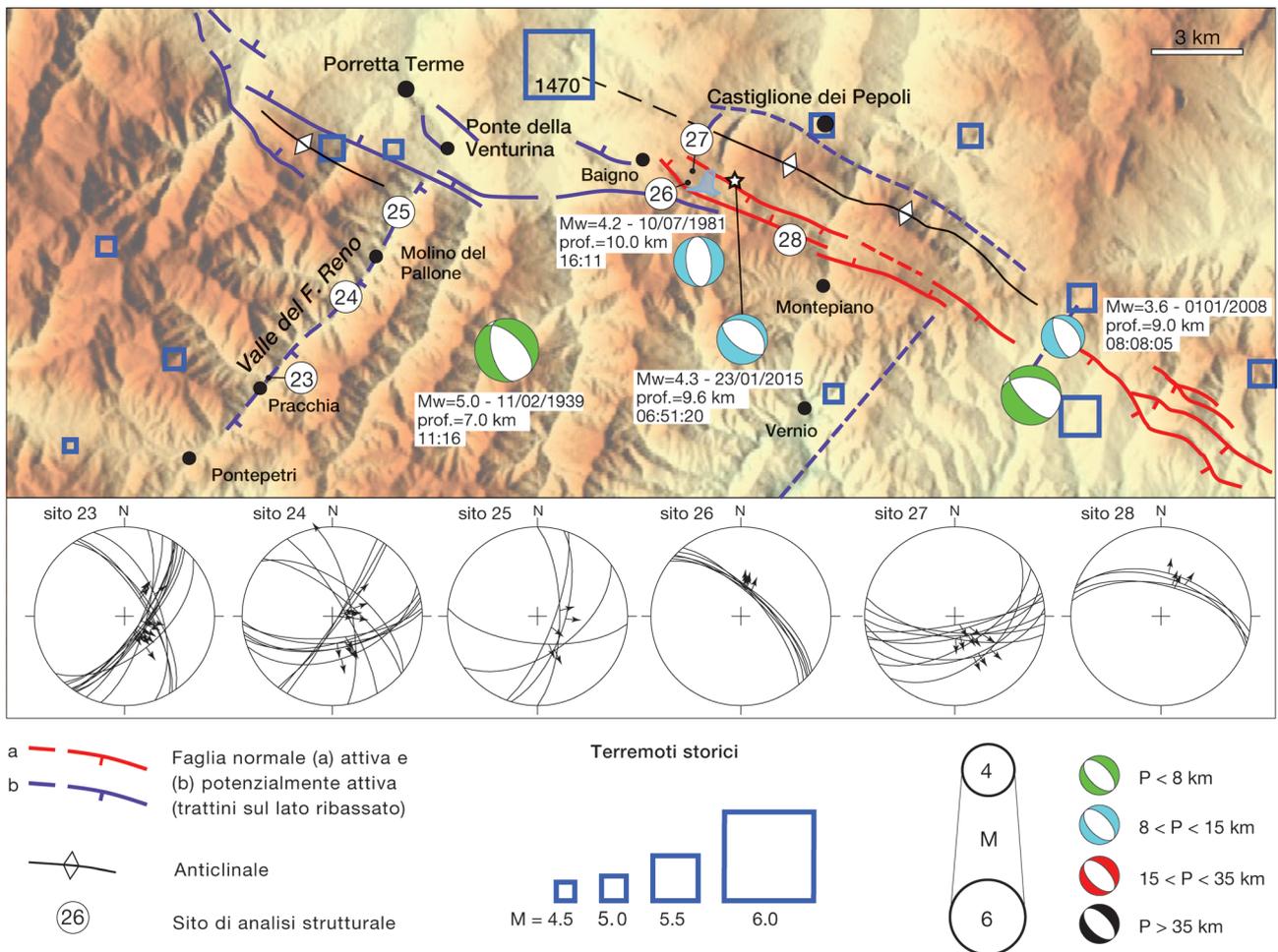


Figura 4.12: mappa schematica dell'area Valle del Reno - Castiglione de' Pepoli. La faglia potenzialmente attiva presente lungo la Valle del Reno ha una direzione circa NE-SW, mentre quella presso il lago del Brasimone - La Storaia ha una direzione NW-SE. Sono riportate le località nelle quali sono stati registrati i dati strutturali. I meccanismi focali derivano dall'analisi descritta nel par. 4.1.3 e riportati in carta. La figura si sovrappone in parte alla figura 4.14.

Figure 4.12: sketch map of the Reno valley - Castiglione de' Pepoli. The potentially active fault along the Reno valley is approximately NE-SW oriented, while the one near the Brasimone Lake - La Storaia is NW-SE oriented. The sites of structural analysis are reported. Focal mechanisms derived from the described analysis in par. 4.1.3 and reported in the map. This figure partially overlaps the figure 4.14.

molto acclivi ed andamento rettilineo, consente di ipotizzare una attività recente della struttura. La stessa anomalia del drenaggio rappresentata dal flusso verso nord-est del F. Reno (Bartolini e Pranzini, 1981) può indicare un'attività tettonica recente e/o in atto nell'area. L'analisi strutturale effettuata evidenzia deformazioni minori associate alla struttura lungo tutto il settore di affioramento. Si tratta in genere di faglie mesoscopiche normali pressoché pure (*rake* da -85 a -95) allineate con la struttura maggiore; localmente sono presenti anche faglie mesoscopiche trasversali alla struttura disposte ad alto angolo con le precedenti (fig. 4.12; siti 23-25, tab. 4.2). Riteniamo che questi due sistemi riflettano movimenti lungo precedenti superfici di *joint* formatesi con angoli di circa 90°. Infatti le litologie arenacee presenti sono normalmente caratterizzate da tali sistemi di frattura. Tali *joints* potrebbero essere stati riattivati successivamente come faglie normali durante le deformazioni associate alla faglia principale. Come conseguenza della diversa orientazione delle faglie mesoscopiche sono state ricostruite due distinte direzioni di estensione: NW-SE sui sistemi allineati con la struttura maggiore lungo la valle del Reno, e NE-SW lungo le strutture trasversali rispetto ad essa (fig. 4.12).

L'altra struttura potenzialmente attiva si sviluppa da Baigno, a nord-ovest, a La Storaia, a sud-est, e presenta un andamento sub parallelo all'asse dell'anticlinale di M. Coroncina nei pressi di Castiglione de' Pepoli (fig. 4.12). La struttura presenta localmente una buona evidenza morfologica con il piano principale ben esposto ed immergente verso NNE, nei pressi del Lago Brasimone (fig. 4.13). Le misure qui effettuate indicano piccole componenti



Figura 4.13: piano di faglia principale immergente verso NE nei pressi del Lago di Brasimone (sito 26); la freccia bianca aperta indica il movimento del blocco mancante (ubicazione dei siti di analisi strutturale in figura 4.12).

Figure 4.13: NE-dipping main fault plane near the Brasimone Lake (site 26); white arrow indicates the movement of the missing block (location of the sites of structural analysis is reported in figure 4.12).

sinistre di movimento con *rake* intorno a -75 (sito 26), mentre più a sud-est si hanno deboli componenti destre con *rake* prossimo ai -100° (sito 28) (fig. 4.12, tab. 4.2). In qualche caso si osservano faglie trasversali che segmentano la faglia principale ad andamento NW-SE, come in vicinanza del lago Brasimone (sito 27). Nell'insieme quindi possiamo ritenere la struttura una faglia normale, ad immersione verso NE, pressoché pura (fig. 4.12). Questa faglia continua verosimilmente verso ESE, fino al versante settentrionale del bacino del Mugello. L'attivazione di un segmento di tale struttura potrebbe essere la causa della sequenza sismica di moderata magnitudo (M_w max = 4.72) del marzo 2008, le cui caratteristiche verranno descritte nel sottostante paragrafo relativo al Mugello.

In questa zona sono disponibili alcuni meccanismi focali, tutti di tipo estensionale, coerenti con un campo di stress con direzione di estensione compresa tra NE-SW e E-W, e tutti localizzati a profondità non superiori a 10 km.

Mugello

Il settore del Mugello è caratterizzato da sismicità piuttosto elevata con terremoti frequenti e di forte magnitudo macrosismica, come ad esempio quelli del 1542, $M_w=6.02$, e 1919, $M_w=6.38$ (Rovida et al., 2016; fig. 4.14a). Il bacino continentale intermontano del Mugello si è sviluppato nel Pleistocene inferiore in un regime compressivo ed è stato successivamente interessato da faglie normali in seguito alla cessazione della tettonica compressiva alla fine del Pleistocene inferiore (Sani et al., 2009). Un sistema di faglie normali immergenti verso SSW, denominato "sistema di Ronta", interessa il substrato, per lo più costituito da arenarie mioceniche, e delimita il margine nord-orientale del bacino (Sani et al., 2009; fig. 4.14). Questo sistema è costituito da faglie normali per una lunghezza di $\approx 25\div 30$ km ed è caratterizzato da una notevole evidenza morfostrutturale (fig. 4.14a). Lungo il sistema di Ronta E' stato stimato uno *slip-rate* verticale medio di circa $0,16\div 0,37$ mm/a (Sani et al., 2009). Striature molto evidenti raccolte lungo il piano di faglia principale indicano una cinematica essenzialmente normale con una debole componente sinistra (*rake* medio = -85° ; *stereonets* 30-32, figg. 4.14a, tab. 4.2).

Un sistema di faglie antitetiche immergenti a NE delimita il margine sud-occidentale del bacino (Benvenuti e Papini, 1997; Sani et al., 2009; fig. 4.14a). Alcuni Autori ritengono che questo sistema di faglie abbia controllato la posizione asimmetrica del fiume Sieve su questo lato del bacino (Benvenuti e Papini, 1997), anche se l'espressione morfologica delle faglie che lo costituiscono è meno pronunciata rispetto al sistema delle faglie di Ronta sul margine nord-orientale. Studi precedenti hanno considerato il sistema di faglie lungo il fiume Sieve come la *master fault* del bacino del Mugello (Martini e Sagri, 1993), mentre altri Autori lo ritengono parte del sistema di faglie a basso-angolo, NE immergente e di estensione regionale, denominato *Etrurian Fault System* (Boncio et al., 2000). Il catalogo del DISS Working Group (2015) segue questo modello e suddivide il margine sud-occidentale del bacino in due segmenti di faglia, uno a nord-ovest ed uno a sud-est, che vengono ritenute responsabili rispettivamente dei terremoti del 1542 e 1919 (Basili et al., 2008; fig. 4.14a). Faglie trasversali ai margini del bacino, sia a nord-ovest che a sud-est, sono considerate altre potenziali strutture attive (Delle Donne, 2005).

Una sequenza sismica (M_w max ≈ 4.4 , Rovida et al., 2016) ha interessato il Mugello il 14 settembre 2009. La rete sismica locale della Fondazione Prato Ricerche (già Istituto Geofisico Toscano) ha permesso di localizzare diversi *aftershocks* (Piccinini et al., 2014; dati disponibili in <http://www.pratoricerche.it/>), la cui distribuzione in profondità definisce una faglia immergente verso SSW, riferibile al sistema di faglie di Ronta (punti azzurri in figura 4.14a, b).

Dalle osservazioni di cui sopra, risulta che vi è un certo numero di sorgenti sismiche che possono potenzialmente produrre terremoti in Mugello. Nella parte centro orientale del bacino (Villa Ricci, nei pressi di Rostolena) durante l'evento sismico del 1919 sono state osservate fratture orientate circa E-W (Capacci, 1920), che sono tuttavia di difficile correlazione con le faglie attive individuate (fig. 4.14a). Inoltre, fenomeni di liquefazione sono stati osservati vicino al fiume Sieve (Galli e Meloni, 1993; fig. 4.14a); lo sviluppo di questi effetti risente però della distribuzione dei sedimenti granulari e della profondità della falda, e quindi non è detto che la distribuzione dei fenomeni di liquefazione possa essere correlata con la posizione della faglia sismogenica responsabile del terremoto del 1919. Tale faglia potrebbe essere una struttura composita, costituita da più segmenti che possono essersi attivati durante lo stesso evento sismico. Infine, la disposizione dei siti dove sono stati registrati i massimi danni potrebbe suggerire che durante il terremoto del 1919 sia stata attivata una faglia trasversale al bacino del Mugello (Delle Donne, 2005; Sani et al., 2009); va comunque tenuto presente che la distribuzione dei danni e degli effetti locali risente fortemente della geometria del bacino e delle caratteristiche geotecniche dei depositi superficiali.

Tuttavia, sulla base della lunghezza, della continuità laterale e delle chiare evidenze morfologiche, consideriamo il sistema di Ronta come il più probabile responsabile dei maggiori terremoti del Mugello, compreso l'evento del 1919. Questa interpretazione è corroborata dalla presenza di sismicità storica e recente sul margine nord-orientale del bacino. In particolare la distribuzione degli epicentri del 2009 delinea una fascia con andamento NW-SE parallela al sistema di Ronta (fig. 4.14a).

Una sequenza sismica di moderata magnitudo (M_w max=4.72) ha interessato il settore del crinale appenninico e del margine settentrionale del Mugello a partire dal 1 marzo 2008 (punti rossi in figura 4.14a, b). A seguito di tale sequenza sono state installate reti sismiche locali che hanno permesso l'attribuzione della sismicità ad una faglia attiva immergente verso NE, posta a sud-est di quella dell'area Lago Brasimone-Monte Coroncina, descritta nel paragrafo precedente (figg. 4.12 e 4.14). La profondità ipocentrale della scossa principale è stata stimata in circa 4 km (fig. 4.14). Gli eventi microsismici registrati, si sono verificati in un intervallo di profondità di $2\div 16$ km, sono ben raggruppati, e delineano una ripida immersione ($\approx 75^\circ$) verso NNE della faglia normale (Amato et al., 2008; Ripepe et al., 2008; fig. 4.14b). La proiezione in superficie di questa faglia risulta a pochi chilometri a nord-est del sistema di Ronta che delimita a nord-est il bacino del Mugello. Pertanto, verosimilmente gli *splays* legati ai due sistemi principali di faglie con immersione a SW (Ronta) e a NE interagiscono tra di loro.

Analisi strutturali precedenti hanno evidenziato deformazioni estensionali coerenti con la cinematica e la geometria desunte per il sistema di faglie immergente a NNE (Bonini, 2013). Questo sistema potrebbe avere anche generato la recente sequenza di gennaio 2015 (M_w max ≈ 4.3 ; dati catalogo Time Domain Moment Tensor (TDMT) dell'INGV, <http://earthquake.rm.ingv.it/tfmt.php>) e anche alcuni terremoti storici moderati (M_w max $\approx 4,8$; Rovida et al., 2016) i cui epicentri macrosismici cadono sono stati localizzati in corrispondenza dello spartiacque appenninico a nord-est del Mugello (figg. 4.12 e 4.14a).

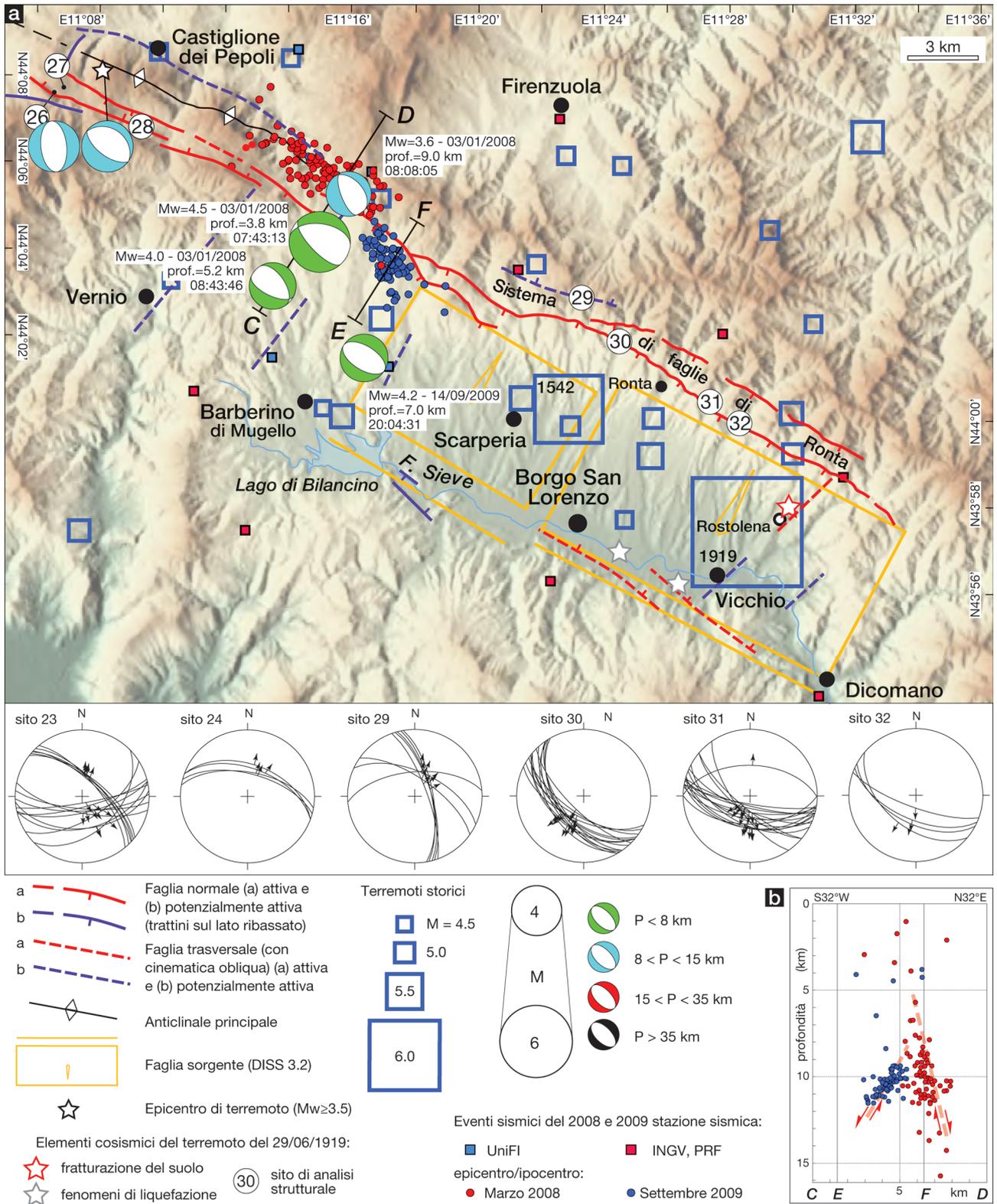


Figura 4.14: principali caratteristiche strutturali del Mugello. Le strutture sono riportate su un DEM con risoluzione di 90 m (US Geological Survey). Le strutture presenti derivano da varie fonti (Delle Donne, 2005; Sani et al., 2009) e da indagini dirette sul terreno. La posizione delle fratture co-sismiche e dei fenomeni di liquefazione osservati in occasione del terremoto del 29 giugno 1919 qui riportati sono tratti rispettivamente da Capacci (1920) e Galli e Meloni (1993). Gli stereonets illustrano i dati strutturali raccolti (proiezione di Schmidt, emisfero inferiore). Le sorgenti sismiche individuali sono tratte da Basili et al. (2008) e dal DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015). I terremoti successivi alle scosse sismiche del 1 Marzo 2008 e del 14 Settembre 2009 sono stati localizzati attraverso reti sismiche locali (Amato et al., 2008, Ripepe et al., 2008, e bollettino sismico di Prato Ricerche da <http://www.pratoricerche.it/>) e sembrano evidenziare attività lungo segmenti di faglie immergenti rispettivamente a NNE e SW.

Figure 4.14: main structural features of the Mugello basin. Structures shown on a 90 m resolution DEM (US Geological Survey). Structures derived from Delle Donne (2005), Sani et al. (2009) and new field surveys. The position of co-seismic fractures and liquefaction phenomena observed during the 29 June 1919 earthquake are from Capacci (1920) and Galli and Meloni (1993) respectively. Stereonets illustrate the collected structural data (Schmidt projection, lower hemisphere). Individual seismic sources from Basili et al. (2008) and DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015). Aftershocks of 1 March 2008 and 14 September 2009 events have been located using records from local seismic networks (Amato et al., 2008, Ripepe et al., 2008, and Prato Research seismic bulletin from <http://www.pratoricerche.it/>) and seem to highlight activity along segments of NNE- and SW-dipping faults respectively.

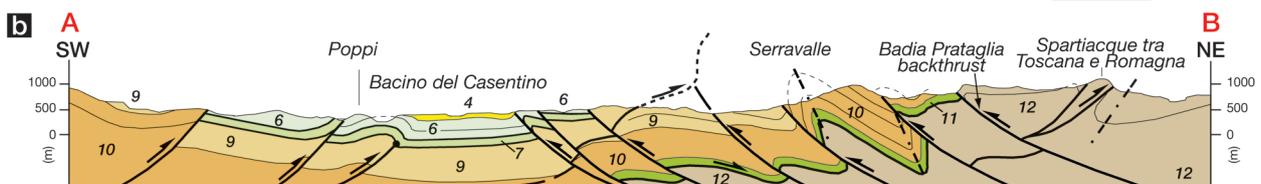
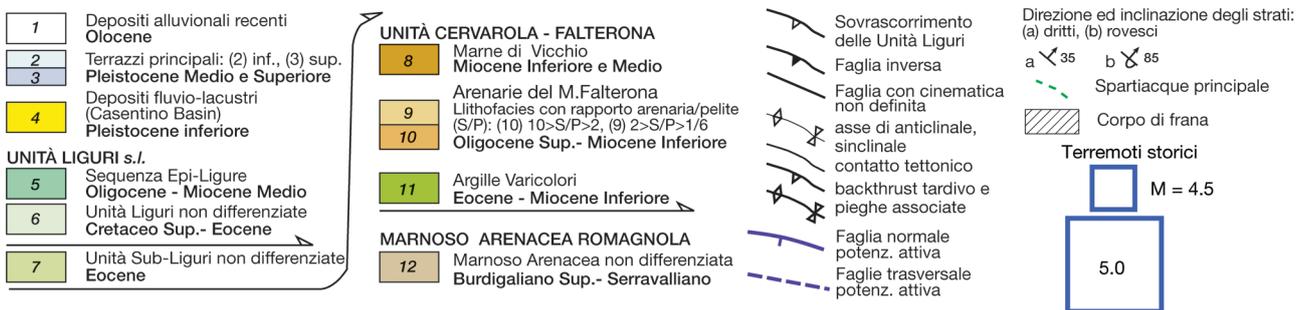
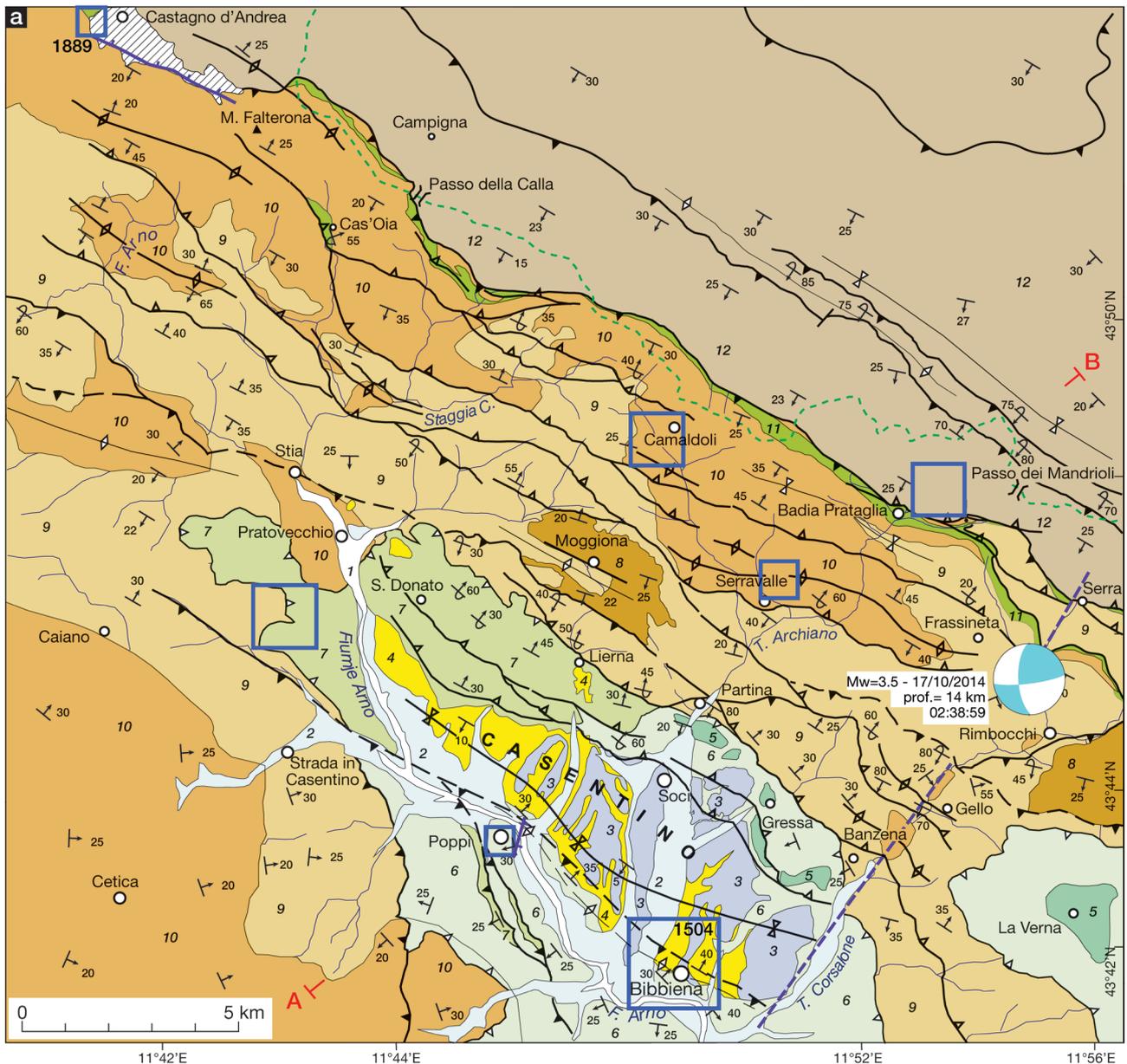


Figura 4.15: principali caratteristiche strutturali del bacino del Casentino (modificata da Bonini e Tanini, 2009). Il meccanismo focale del terremoto ($M_W=3.5$) del 17 Ottobre 2014 è tratto da TDMT (<http://earthquake.rm.ingv.it/tdmt.php>).

Figure 4.15: main structural features of the Casentino basin (modified from Bonini and Tanini, 2009). The focal mechanism of the 17 October 2014 earthquake ($M_W = 3.5$) is from TDMT (<http://earthquake.rm.ingv.it/tdmt.php>), from local seismic networks (Amato et al., 2008, Ripepe et al., 2008, and Prato Research seismic bulletin from <http://www.pratoricerche.it>) and seem to highlight activity along segments of NNE- and SW-dipping faults respectively.



Figura 4.16: faglia normale potenzialmente attiva in corrispondenza del versante settentrionale della dorsale del Monte Falterona. La punta dei triangoli indica la base della scarpata di faglia (punto di vista della foto situato in corrispondenza del Passo del Muraglione). Notare l'esteso corpo della frana storica originata nel 1335, sulla quale sorge l'abitato di Castagno d'Andrea.

Figure 4.16: potentially active normal fault at the northern side of Mt. Falterona ridge. The tip of triangles indicates the base of the fault scarp (photo point of view located on the Muraglione Pass). Notice the large historical landslide body originated in 1335, over which the Castagno d'Andrea village is located.

Casentino-Monte Falterona

Il settore del Casentino è caratterizzato da sismicità storica e strumentale da bassa a moderata. La massima magnitudo stimata è quella macrosismica $M_W=5.10$ relativa al terremoto di Bibbiena del 1504 (Rovida et al., 2016; fig. 4.15a). Il bacino continentale intermontano del Casentino si è sviluppato nel Pleistocene inferiore e viene generalmente associato ad un segmento del sistema di faglie normali a basso angolo immergenti verso NE (*Etrurian Fault System*; Boncio et al., 2000).

In altre interpretazioni la nascita del bacino del Casentino è stata riferita ad un regime compressivo, in cui la depressione è delimitata da *thrust* e *backthrust* (fig. 4.15b; Bonini e Tanini, 2009). Tale regime compressivo sarebbe cessato probabilmente intorno al passaggio Pleistocene inferiore-medio, analogamente agli altri bacini continentali intermontani (Sani et al., 2009).

Strutture trasversali bordano il bacino verso sud-est, lungo il corso del Torrente Corsalone (fig. 4.15a). Recentemente (ottobre 2014) un terremoto di magnitudo $M_W=3.5$, con cinematica dominante trascorrente, è stato localizzato lungo tale fascia trasversale (fig. 4.15a; dati catalogo Time Domain Moment Tensor (TDMT) dell'INGV, <http://earthquake.rm.ingv.it/tdmt.php>).

Seguendo le ipotesi riportate in Boncio et al. (2000), il database DISS3.2 (DISS Working Group, 2015) ipotizza la presenza di una importante sorgente sismica data da una faglia normale (con lunghezza 13 km, larghezza 7 km) immergente verso NE che, però, non è associata a nessun terremoto storico con forte magnitudo. Il nostro rilievo sul terreno non ha evidenziato la presenza di faglie normali affioranti lungo il margine sud-occidentale del bacino, sebbene questa informazione non escluda la presenza di strutture cieche. Piccoli segmenti di faglie normali sono stati invece identificati nella zona di Poppi (Delle Donne, 2005; fig. 4.15a). L'attribuzione del terremoto di Bibbiena del 1504 è comunque incerta. Un'ipotesi alternativa preliminare è che tale evento possa essere associato alle strutture trasversali che bordano il bacino verso sud-est.

Segnaliamo infine la presenza, sulla base di evidenze morfostrutturali, di una sospetta faglia attiva nella zona poco a nord del Monte Falterona (Castagno d'Andrea; fig. 4.15a). Questa struttura è consistente con la presenza di una faglia normale immergente verso NE e delimitante il versante settentrionale della dorsale del Monte Falterona. In particolare, la traccia di questa faglia è marcata da tipiche faccette triangolari allineate lungo la scarpata (fig. 4.16). Inoltre, la scarpata di faglia borda verso sud-ovest l'esteso corpo di frana che si originò nel 1335 dal Monte Falco, distruggendo l'abitato di Castagno d'Andrea, come raccontato nella "Cronica Fiorentina" del Villani. È interessante infine notare che nell'area di Castagno d'Andrea viene localizzato anche il terremoto con bassa magnitudo macrosismica ($M_W=4.16$; Rovida et al., 2016) del 1889 (fig. 4.15a).

Appennino romagnolo

L'Appennino romagnolo (fig. 4.17) è caratterizzato da terremoti storici frequenti e con notevole magnitudo macrosismica, si ricordano in particolare gli eventi del 1584 ($M_W=5.97$), 1661 ($M_W=6.05$), 1768 ($M_W=5.99$) e 1918 ($M_W=5.96$) (Rovida et al., 2016). Evidenze geologiche e morfo-strutturali delle strutture attive sono comunque scarse nell'area. A seguito di precedenti studi geologico-strutturali (Benini e Farabegoli, 1991), il terremoto di Santa Sofia del 1918 è stato attribuito ad un sistema di faglie transpressive sinistre orientate in direzione circa NNE-SSW lungo la valle del Bidente (Mantovani et al., 2009). Landuzzi (1991) riferisce invece l'attività neo-tettonica nel settore a faglie normali orientate circa NW-SE. Nelle ricerche di campagna svolte nell'ambito di questo studio, abbiamo individuato ulteriori importanti faglie con orientazione intorno NW-SE fra Santa Sofia e San Piero in Bagno (fig. 4.17). Queste faglie individuano una zona estensionale, qui riferita come "Santa Sofia Fault Zone" (SSFZ). Questa zona è situata a nord dello spartiacque appenninico, quindi interessa un settore più nord-orientale rispetto alla cintura dei bacini intermontani (fig. 4.17).

Una rete sismica locale è stata installata a sud di Santa Sofia dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze, subito dopo che questa zona è stata colpita da cinque scosse sismiche di magnitudo da bassa a moderata ($M_W,max = 4.29$) il 12 luglio 2011 (fig. 4.17a). Questa rete temporanea ha registrato, dal 14 al 18 luglio 2011, 145 eventi simili con magnitudo locale M_L compresa tra 0,5 e 3,1 (punti rossi in figura 4.16). In pianta, l'area di maggiore concentrazione degli epicentri registrati si dispone lungo un allineamento orientato NW-SE, sub-parallelo alla SSFZ (fig. 4.17a). Gli eventi microsismici si estendono fino a circa 7 km di profondità, ma si concentrano essenzialmente nell'intervallo di profondità di 2÷5 km; è interessante notare come la distribuzione in profondità di questi eventi sismici permetta l'identificazione di una faglia normale inclinata di circa 65° verso NE (fig. 4.17b).

Questa faglia non è associata ad una specifica scarpata in superficie, ma sono state identificate in affioramento alcune faglie

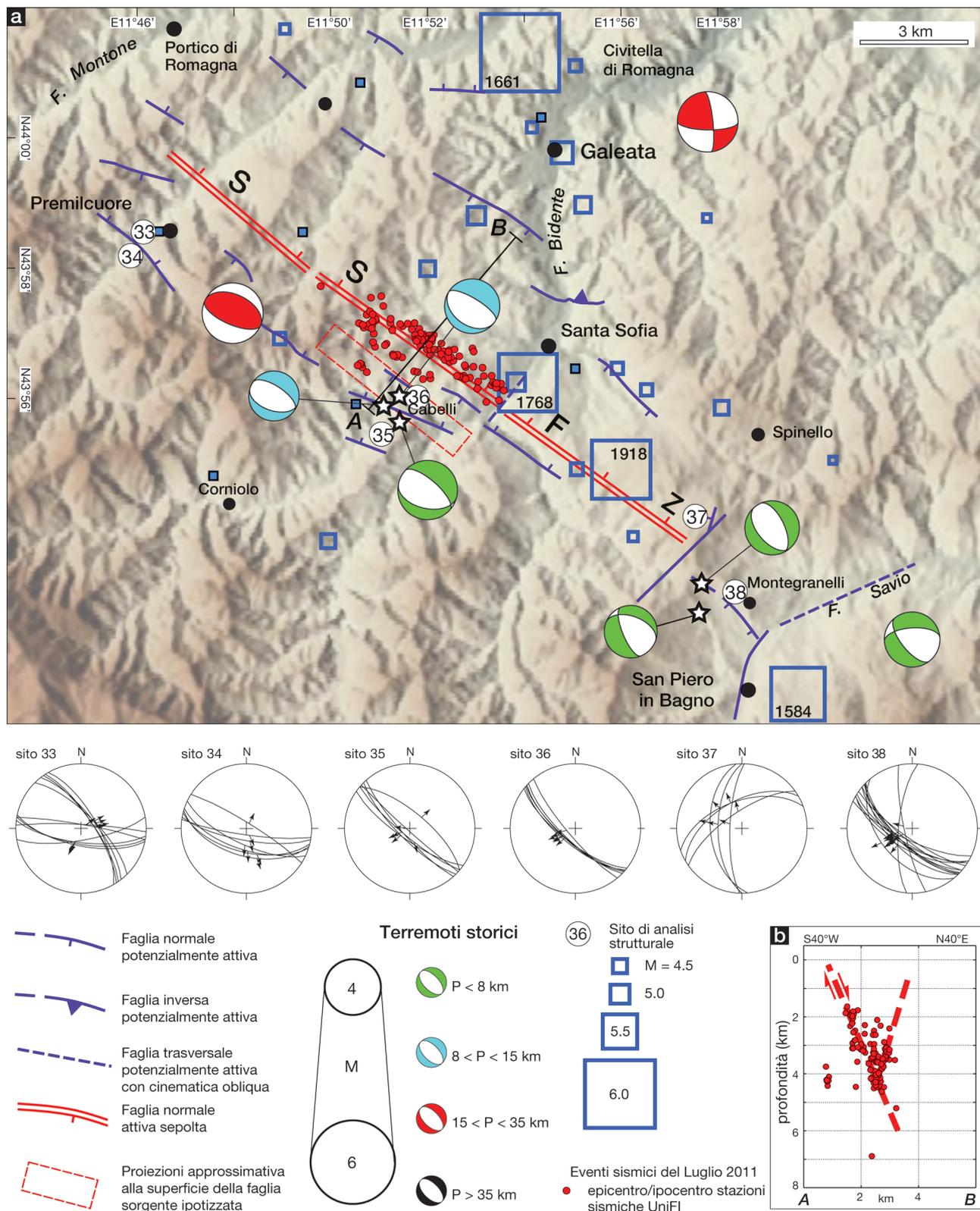


Figura 4.17: a) Principali caratteristiche strutturali dell'area di Santa Sofia. Le strutture principali sono riportate su un DEM con risoluzione di 90 m (US Geological Survey). SSFZ = zona di faglia di Santa Sofia. Gli stereonetts illustrano i dati strutturali raccolti (proiezione di Schmidt, emisfero inferiore). I meccanismi focali derivano dall'analisi descritta nel par. 4.1.3 e riportati in carta. I terremoti successivi alla scossa sismica del 12 luglio 2011 sono stati monitorati attraverso l'installazione di una rete sismica locale; la localizzazione di questi eventi è indicata dai punti rossi. b) Ipcentri degli eventi sismici successivi alla scossa sismica del 12 luglio 2011. La distribuzione in profondità di questi eventi sismici indica la presenza di una faglia sismogenetica immergente a NNE inclinata di circa 65° e di una faglia normale antitetica (linea tratteggiata spessa rossa); la traccia del profilo A-B è riportato in a).

Figure 4.17: a) Main structural features of Santa Sofia area. The main structures are shown on a 90 m resolution DEM (US Geological Survey). SSFZ = Santa Sofia fault zone. The stereonetts illustrate the collected structural data (Schmidt projection, lower hemisphere). Focal mechanisms have been derived from the analysis described in par. 4.1.3. Aftershocks of 12 July 2011 earthquake have been recorded through a temporary local seismic network; the location of these events is indicated with red dots. b) aftershock hypocenters of 12 July 2011 earthquake. The depth distribution of these earthquakes indicates the presence of a seismogenic NNE-dipping high-angle fault and an antithetical normal fault (thick red dotted line); trace of the A-B profile is shown in a).

normali mesoscopiche, con immersione sia a NNE che verso SSW e con piccolo rigetto verticale. Queste faglie sono allineate lungo la SSFZ, comprendendo anche la proiezione in superficie della faglia sismogenetica del 2011 (fig. 4.17, tab. 4.2). Ciò suggerisce che la struttura sismogenetica sia solo parzialmente affiorante; le faglie minori rappresenterebbero per lo più faglie secondarie della faglia principale, oppure elementi che accomodano la deformazione estensionale, per esempio strutture antitetiche che si sarebbero formate nell' hanging wall durante la fagliazione (Doglioni et al., 2014) (fig. 4.17). Dati relativi alla cinematica di queste strutture mesoscopiche affioranti indicano una dominante cinematica *dip-slip* con lieve componente destra (vedi *stereonets* 33-38 in figura 4.17a), che presumiamo essere rappresentativa del segmento di faglia principale (*rake* medio = -95°).

Gli eventi microsismici del 2011 indicano la presenza di un segmento di faglia di circa 4,5 km di lunghezza, mentre le faglie mesoscopiche si trovano lungo una fascia che si estende per oltre 15 km a sud-est degli eventi sismici del 2011. In particolare, gli epicentri macrosismici di tre importanti terremoti storici (eventi del 1584, 1768 e 1918) sono allineati lungo questa fascia della SSFZ (fig. 4.17a).

Una sequenza sismica recente (M_w max=4.66, Rovida et al., 2016), caratterizzata da terremoti con meccanismo focale estensionale e profondità focale superficiale (non superiore a 10 km), ha colpito il settore sud-orientale della SSFZ il 26 gennaio 2003 (fig. 4.17). L'insieme di microterremoti associati definisce un piano di faglia immergente a SW (Piccinini et al., 2009), compatibile con la presenza di una vicina faglia normale immergente a SW (area Montegraneli, fig. 4.17a). Altri eventi sismici con magnitudo simile e meccanismi focali estensionali sono localizzati lungo l'area del crinale appenninico (v. carta).

In occasione della sequenza sismica iniziata il 26 gennaio 2003, l'Unità Operativa di Milano del CNR-IDPA, su incarico del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione, per finalità di analisi degli effetti di sito per la microzonazione sismica, ha installato una rete di 7 stazioni che hanno registrato da marzo a novembre 2003 (Tento et al., 2004). Le numerose scosse registrate mostrano localizzazioni riconducibili a sorgenti lontane (oltre 10 km) e a sorgenti vicine (entro 10 km). Di particolare interesse, per la ricostruzione del quadro sismotettonico locale, le scosse distanti meno di 10 km che mostrano una concentrazione in due settori distinti, uno localizzato poco a nord di S. Sofia, con sviluppo circa WNW-ESE e profondità non superiori a 3 km, l'altro localizzato a sud-est, nella valle del Savio, con sviluppo NNE-SSW e profondità non superiori a 5 km (Tento et al., 2004). Tali localizzazioni sono perfettamente coerenti con il quadro sismotettonico illustrato nella figura 4.17a; le scosse localizzate a nord di S Sofia possono essere espressione dell'attività della struttura estensionale WNW-ESE mentre le scosse localizzate a sud-est possono essere correlate con l'attività della struttura orientata NNE-SSW lungo cui sembra impostata l'alta valle del Savio. Va ricordato che lungo la direttrice NNE-SSW nell'alta valle del Savio si distribuiscono anche alcune emissioni di gas e la sorgente termale di Bagno di Romagna.

In sintesi, la distribuzione spaziale delle faglie minori lungo la SSFZ e le caratteristiche morfologiche associate riflettono presumibilmente la traccia della faglia normale principale immergente a NNE, la cui lunghezza è compatibile con quella provocata da rotture prodotte da alcuni terremoti storici con $M_w \approx 6$ dell'Appennino romagnolo (fig. 4.17a). Su questa base, tale faglia potrebbe rappresentare una possibile sorgente sismica relativamente superficiale (non maggiore di 10 km). Più equivoca è l'attribuzione del terremoto di $M_w \approx 6.1$ del 1661, il cui epicentro è posizionato più a nord della SSFZ (fig. 4.17). Se la posizione del terremoto del 1661 è corretta, si dovrebbe anche considerare la possibilità che questo evento sia legato ad una faglia connessa con il thrust del fronte pede-appenninico. Infatti in questo settore possono verificarsi eventi sismici compressivi con profondità focale nell'intervallo 20÷30 km, quale per esempio l'evento del 16 aprile 2006 con $M_w = 4.46$ e profondità focale di circa 27 km, il cui epicentro si trova a soli 5 km a sud-ovest di quello del 1661 (fig. 4.17).

Le zone trasversali

Le principali strutture che hanno determinato l'assetto dell'Appennino settentrionale hanno direzioni generalmente comprese tra WNW-ESE e NW-SE. Tali strutture sono localmente interrotte o dislocate da strutture con direzioni variabili tra N-S e ENE-WSW, perciò dette trasversali, le quali si concentrano in alcuni settori. Di seguito sono descritte, da ovest verso est, le zone caratterizzate dalle principali strutture trasversali.

Zona del Taro

Nei bacini dei fiumi Ceno, Taro e Parma si osservano diversi lineamenti strutturali orientati trasversalmente alla catena e associati ad evidenze geomorfologiche importanti. L'ampiezza di questa zona è variabile da pochi km nella parte montana ad oltre 20 km lungo il margine appenninico-padano, dove la zona con presenza di deformazioni trasversale sembra estendersi verso est fino alla Val d'Enza.

Da osservare che a nord della Lunigiana la linea dello spartiacque appenninico risulta dislocata in maniera sensibile e non sempre coincide con le massime quote (fig. 1.1); il rigetto orizzontale si presenta sinistro ed è quantificabile, solo molto approssimativamente per via della minor regolarità dello spartiacque, nell'ordine dei 15 km.

Inoltre, a nord-ovest della Lunigiana non sono più presenti bacini intermontani (fig. 2.1), i quali sono invece ben sviluppati a sud-est. Il bacino intermontano di Bedonia-Compiano, che per posizione geografica potrebbe sembrare la prosecuzione verso nord-ovest dei bacini intermontani estensionali, sembra piuttosto legato all'attività dei thrust di M. Ragola-M. Zuccone e di M. Molinatico-M. Gottero. Da notare che i fronti del Macigno, delle unità Subliguri e delle unità delle Liguridi interne Auctt. (unità del Gottero) tra la Lunigiana e l'alta valle del Taro si dispongono in direzione NE-SW, parallelamente all'asse della valle, e che la finestra tettonica del M. Zuccone, nella zona delle sorgenti del Taro, ha uno sviluppo N-S.

Altri aspetti geologici importanti sono l'assenza, a ovest dell'allineamento del Taro, del Macigno Auctt., un maggiore spessore della successione alloctona (fig. 2.3) e la presenza di zone con successione epiligure inferiore molto sviluppata (M. Barigazzo e Specchio). Tutto ciò indica un generale ribassamento della catena ad ovest della valle del Taro. Da notare anche che le sinformi in cui si sono conservate le principali successioni epiliguri e le finestre tettoniche presenti nelle valli del Ceno e del Taro hanno assi prevalentemente orientati NE-SW.

In superficie, nella valle del Taro si osservano in alcuni tratti segmenti di faglie attive che sembrano rappresentare l'espressione superficiale di questa discontinuità maggiore.

Lo stile tettonico di questo settore sembra essere comunque dovuto ad un regime principalmente compressivo, con giaciture degli strati che tendono a parallelizzarsi a questo andamento, con immersione verso NW.

Nella valle del Parma e nell'alta valle del Taro sono note anche diverse manifestazioni superficiali di idrocarburi, distribuite prevalentemente lungo direttrici NNE-SSW; va inoltre ricordato che nell'alta Val Parma, dove si osserva una concentrazione di emissioni di idrocarburi, è presente anche la sorgente termale di Miano.

Nell'area pedeappenninica, l'allineamento del Taro limita a sud-est la finestra tettonica dell'anticlinale di Salsomaggiore Terme, a nord-ovest l'anticlinale di Cavriago e coincide con la prosecuzione verso sud-ovest dell'arco delle Pieghe Ferraresi.

Anche gli epicentri dei terremoti, sia storici che strumentali, in questa zona si concentrano lungo una direttrice NNE-SSW.

Da notare che alcuni terremoti strumentali si caratterizzano per l'elevata profondità, maggiore di 35 km, in un paio di casi stimata intorno a 72-73 km.

I meccanismi focali indicano soluzioni di tipo compressivo e trascorrente per i terremoti profondi mentre indicano rotture di tipo estensionale per i terremoti più superficiali, localizzati a circa 5 km di profondità. Anche il meccanismo focale del terremoto di Parma del 1971 ($M_w=5.32$), localizzato nella periferia SE della città, ad una profondità di circa 8 km, indica un movimento di tipo trascorrente.

In generale, la maggior parte dei meccanismi focali di questa zona è compatibile con un campo di stress di tipo trascorrente con direzione di compressione circa NW-SE e direzione di estensione circa NE-SW.

La zona tra il Panaro e il Sillaro

Altro settore della catena in cui si concentrano importanti lineamenti trasversali è quello compreso tra le valli del Panaro e del Sillaro. Le differenze geologiche che si riscontrano da una parte all'altra di questa ampia zona (Emilia a ovest e Romagna a est) sono molteplici, sia in catena che in pianura.

In questo settore è compreso l'allineamento trasversale di primaria importanza noto in letteratura come "Linea Livorno-Sillaro" (Ghelardoni, 1965; Bortolotti, 1966).

In questa zona trasversale sono compresi anche zone del crinale e del margine appenninico caratterizzate da evidenze di attività recente lungo strutture con sviluppo longitudinale (zona tra Pracchia e Castiglion de' Pepoli e zona tra Bazzano e Bologna).

Come nel caso della zona del Taro, lo spartiacque appenninico presenta un andamento piuttosto irregolare (fig. 1.1). Inoltre, il margine appenninico-padano tra Vignola e Bologna, tra gli sbocchi in pianura dei fiumi Panaro e Reno, ha un andamento E-W anziché il consueto andamento WNW-ESE (Martelli, 2015) (fig. 1.1).

Altra evidenza di prim'ordine è l'assenza ad est del Sillaro della successione alloctona ligure s.l. e l'estesa zona di affioramento della Formazione Marnoso-Arenacea (fig. 2.1). Dalla sezione di figura 2.3 si nota chiaramente come l'Appennino emiliano risulti fortemente ribassato rispetto all'Appennino romagnolo (i.e. il settore di catena compreso tra le valli del Sillaro e del Savio) e come la zona di maggiore deformazione tra questi due settori sia proprio il settore compreso tra le valli del Panaro e del Sillaro.

Nel complesso, lo spartiacque e il margine appenninico risultano dislocati, con apparente rigetto sinistro lungo una zona orientata NNE-SSW, ampia 20-25 km, compresa tra le valli del Panaro e del Reno; lo spartiacque presenta un'apparente dislocazione di circa 22 km mentre il margine presenta una dislocazione di circa 10 km (figg. 1.1 e 4.18).

Il fronte pedeappenninico, qui rappresentato dalla isopisa dei 100 m, appare per lo più marcatamente rettilineo e regolare; la continuità della linearità del fronte è però interrotta fra Bologna e Vignola, con una dislocazione orizzontale sinistra di circa 10 km. Questa dislocazione sembra essere dovuta ad un elemento tettonico di primo ordine, che interessa tutta la catena e mostra quindi carattere crostale. In superficie tale dislocazione non è concentrata su una singola linea, ma risulta distribuita su una fascia piuttosto ampia. Lungo il margine, sebbene sul terreno non siano state riconosciute particolari evidenze di trascorrente, il rigetto sinistro sembra principalmente distribuito lungo due strutture trasversali, una passante in corrispondenza dello sbocco in pianura del F. Panaro, presso Vignola (circa 4 km), ed una per lo sbocco della valle del F. Reno, presso Casalecchio (circa 3,6 km). Fra queste due strutture il fronte si presenta omogeneo e con andamento grossomodo lineare. Ad est di Vignola questo rigetto corrisponde ad una faglia attiva ben riconoscibile (v. par. 4.2.1.b *zona Bazzano-Zola Predosa*).

Fra queste due strutture il fronte presenta uno stile deformativo omogeneo, espresso dall'emergenza del thrust del fronte pedeappenninico che è interessato a sua volta da strutture trasversali minori con rigetto sinistro (v. fig. 4.30).

Verso monte, in particolare lungo le valli del Setta e del Reno, sono state riconosciute da tempo faglie subverticali orientate NNE-SSW. Nella parte alta della catena questa struttura sembra costituire il limite occidentale della finestra tettonica di Castiglion de' Pepoli, con prosecuzione verso SW (v. descrizione dell'Area del crinale appenninico tra Pracchia e Castiglion de' Pepoli). Lungo le valli dell'Idice e del Sillaro si osserva una rotazione degli assi delle strutture e si riconoscono strutture compressive a vergenza prevalentemente orientale. La valle dell'Idice segna anche una notevole variazione nell'assetto del reticolo idrografico; l'orientazione delle aste principali di deflusso varia da direzioni subparallele costantemente orientate verso NNE a direzioni

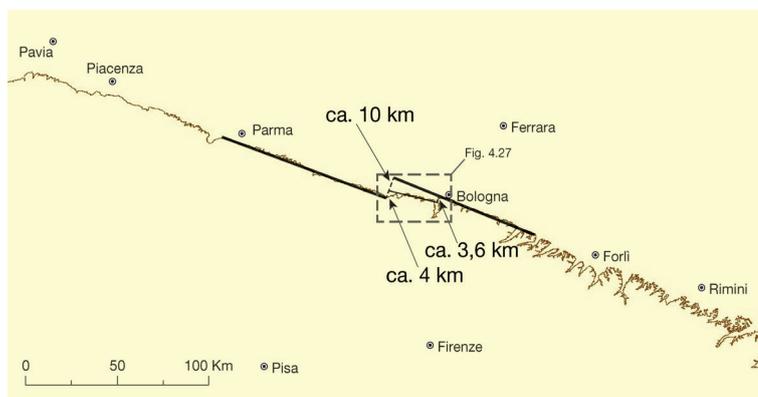


Figura 4.18: discontinuità del margine appenninico-padano tra Vignola e Bologna.

Figure 4.18: discontinuity of the Apennines-Po Plain margin between Vignola and Bologna.

costantemente orientate a NE.

Tra le valli del Panaro e del Reno e nella valle del Sillaro sono state rilevate e descritte anche diverse manifestazioni in superficie di idrocarburi, concentrate prevalentemente lungo direttrici NNE-SSW.

A sud del crinale appenninico è evidente la prosecuzione di questa zona di deformazione trasversale almeno fino alla costa tirrenica. Nel versante toscano lungo questo allineamento si osservano limiti geologici importanti, quali la terminazione a occidente dei bacini intermontani del Mugello e di Firenze-Prato-Pistoia nonché il bordo meridionale dei Monti Pisani e il limite settentrionale degli affioramenti dei depositi neogenico-pleistocenici "interni"; infine, è lungo questo allineamento che si è impostato il corso finale dell'Arno (fig. 2.1).

Secondo alcuni autori questa zona trasversale ha origine da una struttura con componente trascorrente sinistra che, tra il Miocene e il Pliocene, avrebbe guidato anche la messa in posto della coltre alloctona (Merla, 1951; Ricci Lucchi et al., 1982; Ricci Lucchi e Ori, 1985; Ricci Lucchi, 1986; Conti e Fregni, 1989; De Feyter, 1991; Bendkik et al., 1994; Conti, 1994; Bettelli et al., 1994; Conti e Tosatti, 1996; Lucente et al., 2002; Lucente e Pini, 2008; Bonciani et al., 2007 e 2010; Cornamusini et al., 2009a e 2009b); secondo altri Autori (Vai et al., 1988; Anelli et al., 1994; Zattin et al., 2000; Cerrina Feroni et al., 1997, 2001 e 2002) l'assenza delle Liguridi in Romagna e le peculiarità geologiche di questo settore sarebbero invece il risultato del maggiore sollevamento dell'Appennino romagnolo, svincolato dall'Appennino emiliano da strutture di accavallamento profonde, localizzate nel basamento e nella successione carbonatica mesozoica proprio in corrispondenza delle valli del Panaro e del Reno (Cerrina Feroni et al., 1997; Cerrina Feroni et al., 2001).

Gli allineamenti trasversali del Panaro, del Reno e del Sillaro sembrano proseguire anche in pianura.

Lungo il prolungamento della valle del Panaro, tra Vignola e S. Giovanni in Persiceto si osserva un netto cambio di assetto del reticolo idrografico e tra Vignola, Pieve di Cento e Ferrara la cartografia della base del SERS evidenzia significative differenze di quota tra la zona a nord-ovest e la zona a sud-est. Inoltre, lungo questo allineamento, poco a est di Pieve di Cento, sembra terminare anche il fronte attivo della dorsale più interna delle Pieghe Ferraresi e, ancora più a nord, l'alto sepolto di Ferrara raggiunge quote prossime alla superficie a nord-ovest, nei pressi di Casaglia, mentre rimane a quote inferiori nella zona est di Ferrara; in generale, dunque, gli alti delle Pieghe Ferraresi sono più pronunciati a ovest. Infine, è interessante notare che la sequenza sismica del 2012 si è sviluppata a ovest di questo allineamento.

Anche lungo la direttrice Bologna-Minerbio, prolungamento della valle del Reno, in corrispondenza della rampa laterale di una delle strutture delle Pieghe Ferraresi (Pieri e Groppi, 1981), e lungo l'allineamento Medicina-Argenta-Portomaggiore, prolungamento verso nord-est della valle del Sillaro, si osservano significative variazioni di quota della base del SERS.

I dati relativi alla sismicità indicano per questo settore una distribuzione dei terremoti piuttosto articolata.

Gli eventi più forti sono quelli del 1505 ($M_w=5.62$) e del 1929 ($M_w=5.36$), entrambi localizzati nel basso Appennino bolognese e ben correlabili con l'attività del thrust pedeappenninico.

In generale, nella zona del crinale e lungo il margine appenninico-padano la distribuzione degli epicentri segue l'andamento delle principali strutture longitudinali.

Nel versante appenninico emiliano si osserva una minore frequenza di eventi nelle valli del Reno e del Setta e un allineamento degli epicentri lungo la direttrice trasversale tra le valli del Setta e del Sillaro.

I dati strumentali indicano che i terremoti del crinale e della parte alta della catena sono prevalentemente estensionali, con direzione di massima estensione variabile tra N-S e NNE-SSW, per lo più localizzati a profondità minori di 15 km anche se nel versante toscano sono presenti eventi a profondità comprese tra 15 e 35 km. In occasione della recente sequenza sismica che tra il 2014 e il 2015 ($M_w,max=4.3$) ha interessato la zona tra Porretta Terme e Gaggio Montano le registrazioni effettuate mostrano una distribuzione delle scosse fino a profondità anche maggiori di 25 km, lungo un piano molto inclinato immergente verso ESE (Martelli, 2015). L'unico meccanismo focale disponibile, relativo alla scossa del 23/1/2015 ($M_w=4.30$), la più forte, localizzata a circa 9.5÷10 km di profondità, indica un movimento estensionale puro con direzione di estensione NW-SE.

Nel medio Appennino bolognese è disponibile anche il meccanismo focale del terremoto del 14 settembre 2003 ($M_w=5.27$), localizzato poco a SE di Loiano, ad una profondità di poco superiore agli 8 km; tale soluzione focale indica una fagliatura di tipo compressivo con direzione di massima compressione N-S; gli *aftershocks* si distribuiscono lungo una direttrice NE-SW.

4.2.1.b - Il margine appenninico-padano

Lungo la zona di passaggio morfologico tra la zona collinare e la pianura si osservano numerosi elementi indicativi di deformazioni recenti. Sembra di poter distinguere settori del fronte che mostrano stili deformativi omogenei, per cui descriveremo di seguito, da ovest verso est, le caratteristiche morfo-strutturali delle aree ritenute più significative e le relazioni con gli altri dati disponibili.

La zona tra Casteggio e Sarmato

E' il settore più occidentale del margine appenninico-padano in cui si hanno evidenze di emergenza del thrust frontale pedeappenninico (PTF di Boccaletti et al., 1985). Tali evidenze sono già state in parte descritte da Benedetti et al. (2003); per questa carta si è cercato di definire più in dettaglio l'architettura superficiale e la geometria delle strutture. Questa struttura pedeappenninica è infatti descritta come un unico elemento continuo, mentre dall'analisi dei modelli digitali del terreno è possibile riconoscere la sua strutturazione in vari segmenti distinti, la cui architettura e geometria ci fornisce nuovi dati sulla cinematica e sul campo deformativo in atto.

Il thrust frontale, ben evidente nel tratto fra Voghera e Sarmato (fig. 4.19a) è costituito da quattro faglie.

Il segmento principale si estende con direzione E-W da Broni a Ripaldina; da qui sembra proseguire, scalato verso sud-est, nel segmento Castel San Giovanni-Fontana Pradosa. Questo secondo segmento sembra corrispondere verso ovest a una scarpata che segna i terrazzi pedemontani a sud di Stradella, presso Bosnasco e Cardazzo. Alla terminazione orientale, questo secondo segmento passa, ancora scalato verso sud-est, ad un ulteriore piccolo segmento in località Sarmato. Lo step destro che si nota alla terminazione orientale di questa struttura, presso Ripaldina (fig. 4.19b), rappresenta un passaggio vicariante

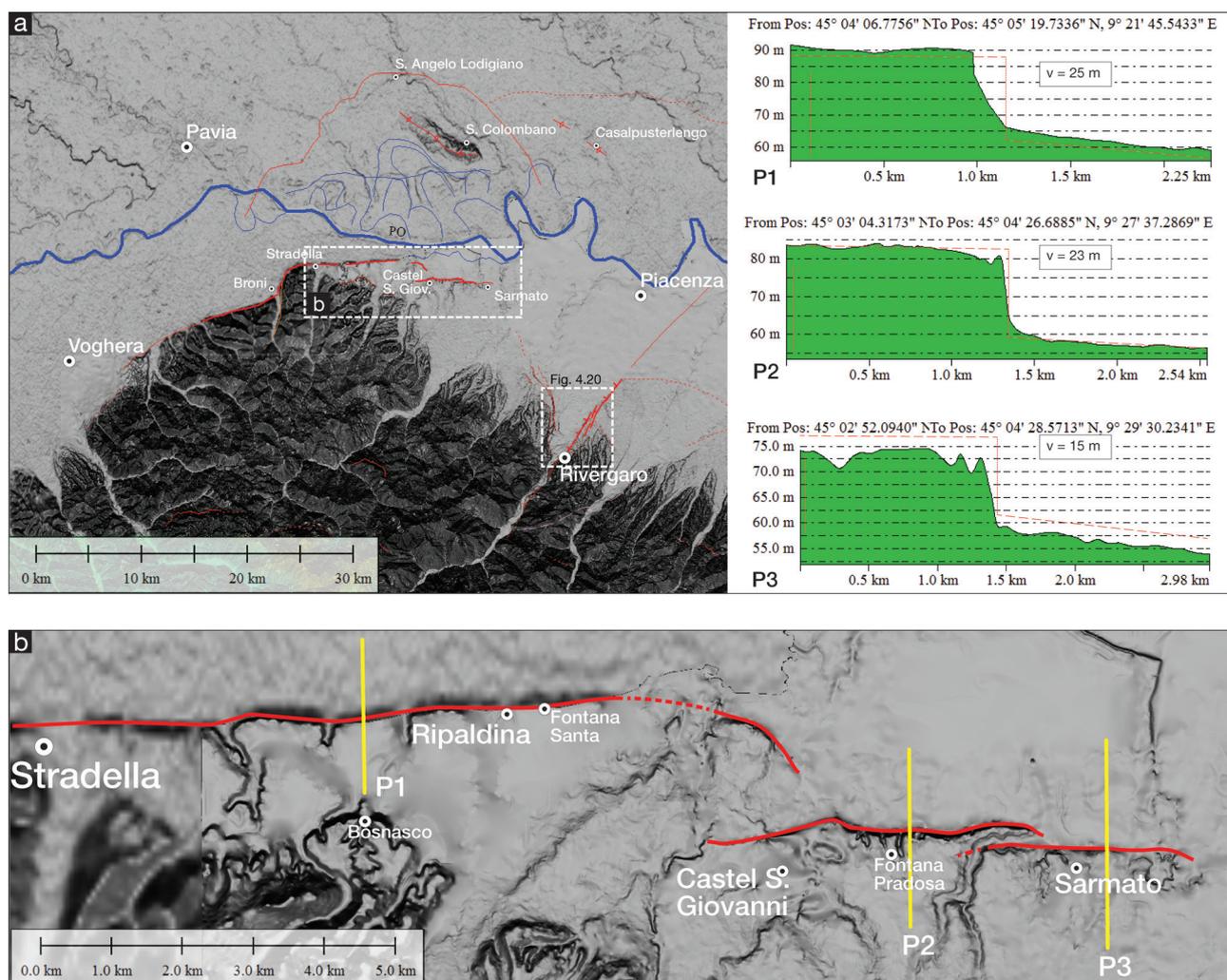


Figura 4.19: a) DEM (risoluzione di 5 m) dell'area compresa tra Voghera, Piacenza e Lodi con evidenziate le principali strutture attive; P1, P2 e P3 sono i profili topografici di dettaglio, che evidenziano il rigetto verticale della superficie (v) causato dal thrust. b) Dettaglio della figura a), con evidenziate i fronti traspressivi vicarianti.
 Figure 4.19: a) DEM (5 m resolution) of the area between Voghera, Piacenza and Lodi with the main active structures; P1, P2 and P3 are detailed topographic profiles showing the vertical displacement of the surface (v) due to the thrust. b) Detail of figure a), in which the vicariant transpressive fronts are highlighted.

fra il segmento del thrust di Stradella a nord e quello di Castel San Giovanni-Fontana Pradosa a sud. Alla sua terminazione orientale, anche questo secondo segmento passa con step vicariante destro ad un ulteriore piccolo segmento in località Sarmato (fig. 4.19b). La loro disposizione in step destri indica una componente di traspressione destra sul sistema di faglie che materializza il fronte.

E' possibile stimare il rigetto verticale determinato dal thrust sui tre segmenti descritti sopra (P1, P2 e P3 in fig. 4.19a, rispettivamente da ovest verso est), analizzando il modello digitale del terreno. I tre segmenti hanno rispettivamente lunghezze di circa 12, 5 e 2 km e la diminuzione della loro lunghezza corrisponde ad una riduzione, seppur proporzionalmente minore, nell'altezza della scarpata tettonica. Tale comportamento, che sembra essere specularmente simile nel tratto ad ovest di Stradella, sembra essere indicativo della decrescita del sistema di faglie nel suo insieme dal centro (Stradella) verso le estremità.

I tre profili mostrano per le tre scarpate altezze massime di circa 25, 20 e 15 m rispettivamente. Le datazioni dei terrazzi sollevati (datati al Riss nella carta geologica 1:100.000) non sono univoche. Cremaschi (1987) e Pellegrini e Vercesi (1995) datano i terrazzi a ca. 120 ka BP mentre Benedetti et al. (2003) suggeriscono un'età di circa 70 ka BP. Sulla base di queste datazioni avremmo quindi tassi di sollevamento di questa struttura fra 0,13 e 0,36 mm/a, rispettivamente.

Questa area è esemplare per lo studio morfologico quantitativo delle scarpate tettoniche dell'area padana. I valori dei tassi di sollevamento sono calcolati sul rigetto verticale fra la paleosuperficie sommitale e quella al di sotto della scarpata, ma potrebbe non essere assodato che le due paleosuperfici siano in effetti la stessa, dislocata, così che quei tassi potrebbero rappresentare solo un valore minimo. Lo studio stratigrafico e topografico di dettaglio eseguito da Benedetti et al. (2003) ha però messo in evidenza che la superficie dei terrazzi e quella alla base della scarpata possono essere ricondotte ad una stessa paleosuperficie dislocata dall'azione del thrust e ha mostrato come proprio la similarità dell'inclinazione delle paleosuperfici a tetto e muro della faglia sia indicativa della loro relazione. Si può inoltre osservare come la paleosuperficie superiore sia sicuramente ben individuata e l'erosione regressiva innescata dal sollevamento è chiaramente riconoscibile nelle incisioni dei terrazzi (fig. 4.19b).

Ad ovest di Broni il thrust frontale emerge per un altro tratto con direzione ENE-WSW passando per Vicomune-Casteggio. In corrispondenza di Broni il fronte morfologico sembra dislocato in senso sinistro di circa 2 km rispetto al tratto di Stradella da una struttura orientata NNE-SSW.

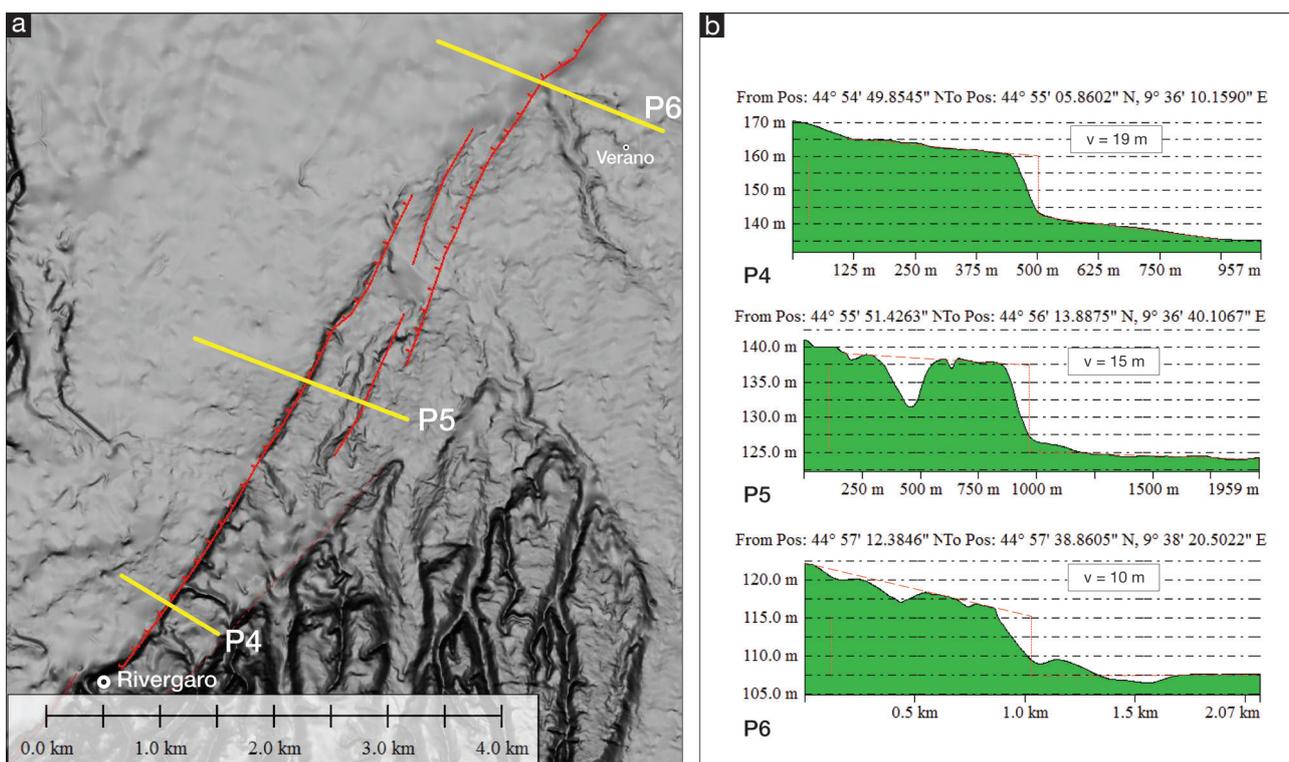


Figura 4.20: a) dettaglio della figura 4.19 relativo all'area di Rivergaro; b) profili topografici attraverso la faglia (traccia in figura a).

Figure 4.20: a) detail of figure 4.19 for the Rivergaro area; b) topographic profiles across the fault (traces in figure a).

In questo settore del margine non sono noti forti terremoti e i maggiori effetti risentiti sono dovuti al terremoto del 10/9/1828 ($M_w=5.72$) localizzato nelle colline a sud-ovest, fuori carta, tra le valli dello Staffora e del Curone. Nell'estremità occidentale dell'area è presente un meccanismo focale, relativo all'evento del 21/11/2013 ($M_w=3.99$), con epicentro poco a SE di Salice Terme, che indica una fagliazione di tipo compressivo con asse di compressione NNE-SSW; tale evento è stato localizzato ad una profondità di circa 23 km.

Questo settore è separato dal contiguo settore sud-orientale da una struttura trasversale passante per la valle del F. Trebbia presso Rivergaro (figg. 4.19a, 4.20). Nel complesso il settore del fronte da Stradella fino a Rivergaro sembra essere strutturalmente un dominio coerente, la cui deformazione è legata principalmente ai thrust appenninici più settentrionali, in collisione con il fronte alpino.

L'architettura delle faglie attive superficiali mappate mostra nel complesso una strutturazione del fronte pedeappenninico in vari segmenti di faglia vicarianti orientati circa est-ovest, di carattere compressivo, organizzati in step destri, coerente con un campo degli sforzi che implica una componente traspressiva destra. La faglia di Broni, a direzione circa NNE, risulta dislocare il thrust pedeappenninico in senso sinistro. Le indicazioni che si possono derivare dal movimento di queste diverse strutture attive sono quindi coerenti, e indicano uno sforzo massimo orizzontale orientato nei quadranti SE-NW.

La zona di Rivergaro

Il settore del fronte precedentemente descritto è separato da quello sud-orientale da una struttura trasversale localizzata nei dintorni di Rivergaro (figg. 4.19a, 4.20). Qui si osservano deformazioni indicative della presenza di una struttura trasversale subverticale, con componente prevalentemente normale, che segna il bordo orientale della valle del Trebbia al suo sbocco in pianura, ribassando il blocco occidentale, e che sembra proseguire verso nord-est fino a Piacenza. Complessivamente questa struttura sembra estendersi per almeno 30 km con andamento rettilineo e sembra condizionare lo spessore del SERS. Verso sud-ovest la struttura è riconoscibile almeno fino ad oltre Travo, interessando conoidi recenti.

Nei pressi di Rivergaro e verso nord questa struttura interessa i depositi delle alluvioni terrazzate AES7a (Unità di Niviano), determinandone l'incisione regressiva e un allineamento di conoidi attive. L'altezza complessiva della scarpata cumulativa varia da circa 20 m vicino a Rivergaro a 10 m a nord di Verano (fig. 4.20b), fino ad annullarsi nella piana verso il Po dove i tassi di sedimentazione superano quelli tettonici.

Gli studi realizzati per la redazione del foglio CARG 179 (Vercesi et al., 2005) non forniscono datazioni precise per questa unità, riferendola al Pleistocene superiore. Nel contiguo foglio CARG 180 (Di Dio et al., 2009) viene indicata un'età della base di circa 100 ± 80 ka BP, mentre le datazioni riportate nei fogli 199 (Di Dio et al., 2005) e 200 (Pizzoli et al., 2016) indicano un'età del tetto intorno a 50 ± 40 ka BP. Considerando le altezze della scarpata stimate fra 19 e 10 m (fig. 4.20b), si ottengono tassi verticali fra 0,42 e 0,22 mm/a, rispettivamente. Anche in questo caso, come per la scarpata di Stradella, si può osservare come le paleosuperfici separate dalla scarpata di faglia presentino la stessa inclinazione (ben visibile ad esempio in P4 di fig. 4.20b), tanto da farle ragionevolmente ritenere geneticamente correlabili e rappresentare la stessa paleosuperficie dislocata tettonicamente.

Anche in questo settore non sono segnalati forti terremoti. E' disponibile una soluzione focale relativa al terremoto del

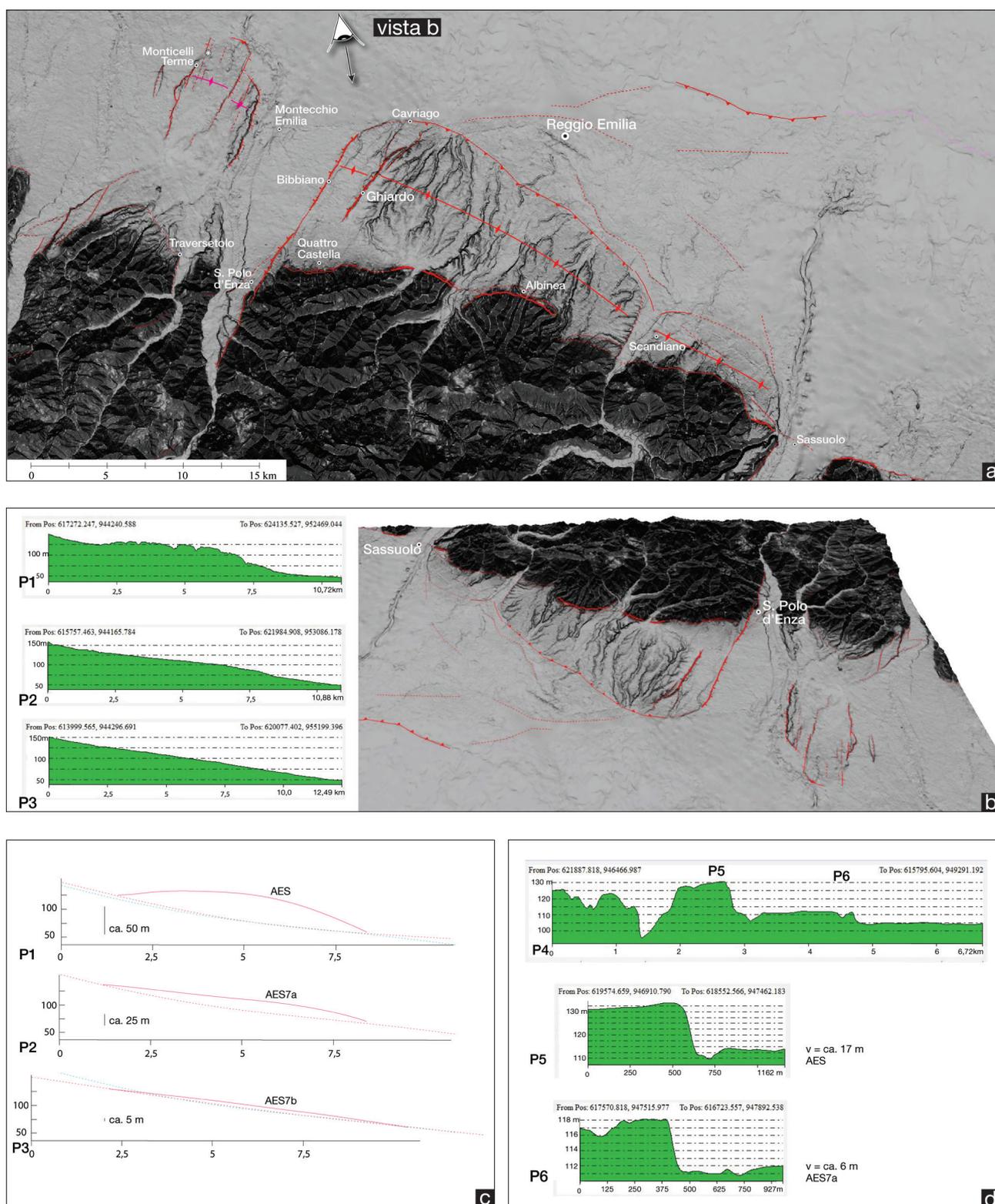


Figura 4.21: a) DEM (con risoluzione di 5 m) dell'area di Reggio Emilia (v. fig. 4.4); b) vista prospettica della stessa area, con indicazione delle tracce dei profili topografici riportati nel riquadro e nelle figure c e d; c) quantificazione della deformazione recente dell'anticlinale sui vari profili, relativi a terrazzi piegati di età diverse (P1, P2, P3); d) profili topografici longitudinali rispetto all'asse dell'anticlinale, passanti per Chiaro e Bibbiano (P4: profilo complessivo, P5 e P6: dettagli sulle singole scarpate di faglia).

Figure 4.21: a) DEM (5 m resolution) of the Reggio Emilia area (see fig. 4.4); b) perspective view of the same area, with indication of traces of topographic profiles shown in the box and figures c and d; c) quantification of the recent deformation of the anticline on the various profiles, relative to folded terraces of different ages (P1, P2, P3); d) longitudinal topographic profiles with respect to the anticline axis, passing through Chiaro and Bibbiano (P4: total profile; P5 and P6: details on individual fault scarps).

24/2/1980 ($M_w=4.39$), localizzato in val Trebbia, nelle prime colline a SW di Rivergaro, ad una profondità di circa 6 km, che indica un meccanismo di tipo trascorrente con direzione di compressione NE-SW. Più a sud, tra Bobbio e Bettola, è presente un evento, localizzato a circa 20 km di profondità, che ha fornito un meccanismo focale transtensivo, con direzione

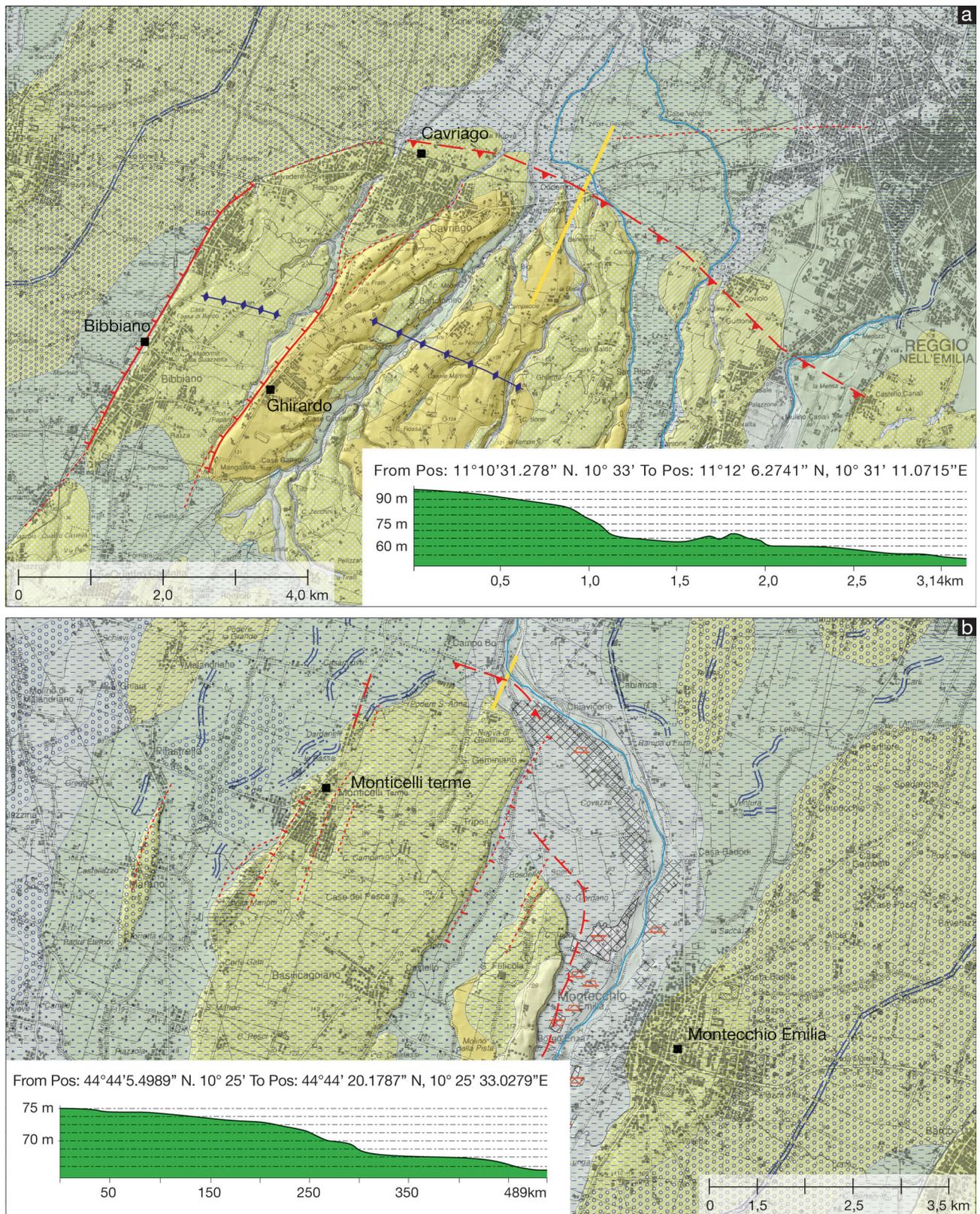


Figura 4.22: dettaglio sul fronte dell'anticlinale (v. testo); a) anticlinale di Cavriago, b) anticlinale di Montecchio.

Figure 4.22: detail on the anticline front (see text); a) Cavriago anticline, b) Montecchio anticline.

di estensione N-S.

La zona tra Salsomaggiore e Collecchio

Verso sud-est, fino a Collecchio, si osserva un'ampia zona di sollevamento che si esprime, nel settore occidentale, in un'anticlinale il cui nucleo affiora a sud di Salsomaggiore, espressione in superficie del thrust pedeappenninico, e ad est, nella

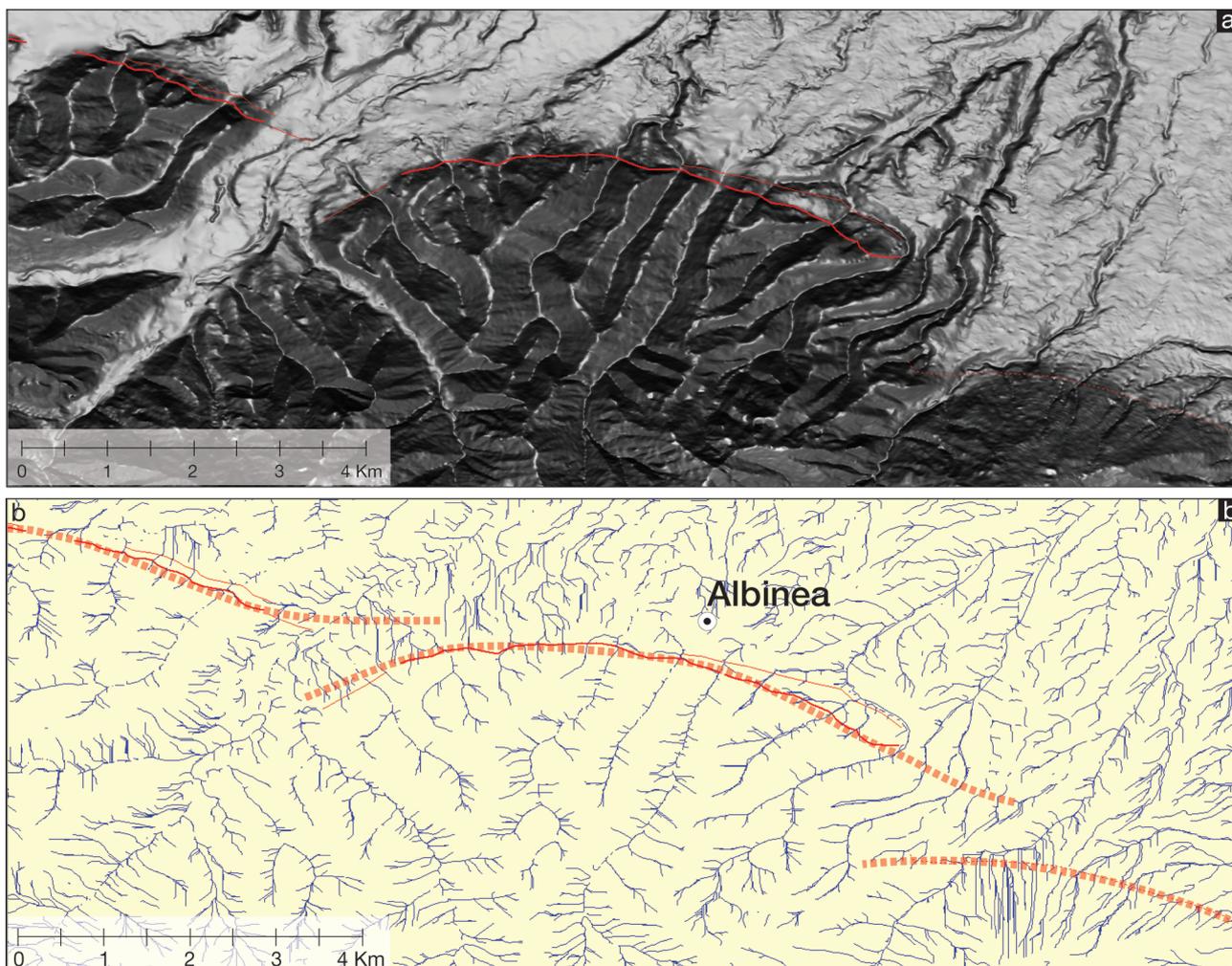


Figura 4.23: a) DEM (con risoluzione di 5 m) dell'area di Albinea, con evidenziata la deviazione dei corsi d'acqua dovuta all'attività del fronte (linee tratteggiate azzurre); b) idrografia della stessa area, con indicazione delle tracce dei principali thrust affioranti o sub-affioranti (linee tratteggiate rosse).

Figure 4.23: a) DEM (resolution 5 m) of Albinea area, with the diversion of the watercourses due to the activity of the front (blue dashed lines); b) hydrography of the same area, with indication of the traces of the outcropping or near surface main thrust (red dashed lines).

bassa valle del Taro, in un allineamento di faccette triangolari formate dal sollevamento dei terreni plio-quadernari. Questi terreni, appartenenti alle unità AES3-AES7 del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (Pleistocene medio-Pleistocene sup.), alla successione del Quaternario Marino (Pleistocene inf.) e alla successione post-evaporitica (Messiniano-Pliocene sup.) (Di Dio et al., 2005), mostrano progressivamente inclinazioni via via maggiori verso monte, a testimonianza di una continuità di deformazione.

Anche in questa zona del margine non sono segnalati forti terremoti. Nel basso Appennino, tra l'anticlinale di Salsomaggiore e la Val Ceno sono disponibili soluzioni focali che si caratterizzano per una marcata componente trascorrente del movimento; la profondità di questi eventi è stata localizzata tra 5 e 15 km. Più ad ovest sono presenti altri meccanismi focali trascorrenti e compressivi che si contraddistinguono per una maggiore profondità (tra 15 e 25 km) e per una direzione di massima compressione compresa tra N-S e NNW-SSE.

La zona tra Monticelli Terme e Scandiano

Questa zona è di particolare importanza per lo studio della deformazione attiva del fronte pede-appenninico per almeno due motivi: 1) tra Caviago e Bibbiano vengono ad intersecarsi le strutture dell'arco delle Pieghe Ferraresi con le strutture delle Pieghe Emiliane e del fronte pedeappenninico; 2) in questa zona sono ben espressi i thrust del fronte pedeappenninico e delle Pieghe Emiliane, permettendo lo studio delle loro relazioni reciproche.

Quest'area, già indicata in sollevamento nella Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Castiglioni et al., 1997), è stata analizzata in alcuni lavori (e.g. Ponza et al., 2010, cum bib.) che vi hanno riconosciuto un'anticlinale attiva legata ad un thrust poco profondo o affiorante, il quale però non è stato cartografato. Al contrario, nella precedente versione di questa carta (Boccaletti et al., 2004) è stato cartografato il thrust ma non la relativa anticlinale di tetto in crescita (fig. 4.21). Tale thrust, è indicato come thrust di Caviago fra le faglie attive del catalogo ITHACA (ISPRA-SGI, 2010).

Lo studio del DEM consente nuove osservazioni e permette di definire con maggior precisione il quadro strutturale di quest'area. Oltre all'evidenza dell'anticlinale, si riconoscono alcune paleo-superfici piegate, i cui depositi hanno età compresa tra il Pleistocene medio e l'Olocene. Il thrust responsabile di questa anticlinale, passante per Caviago, è interpretato come sub-affiorante in quanto determina una scarpata morfologica piuttosto netta (fig. 4.22a), non riferibile al semplice piegamento e non attribuibile a un'erosione da parte del torrente Fossa Marcia, che infatti risulta sospeso rispetto alla pianura a nord del fronte.

L'anticlinale si estende da Cavriago a Sassuolo, dove il fronte delle Pieghe Emiliane si ricongiunge con quello pedeappenninico. Il thrust di Cavriago potrebbe quindi essere una struttura delle Pieghe Emiliane, qui sub-affiorante, lungo la quale sembra principalmente attiva la deformazione attuale.

A sud-ovest della anticlinale di Cavriago, fra Quattro Castella ed Albinea, già la precedente versione della carta (Boccaletti et al., 2004) indicava la presenza subaffiorante del thrust pedeappenninico. La presenza del thrust subaffiorante e attivo è confermata in questo studio. Ciò si desume sia dalla morfologia del fronte, in particolare dalla scarpata presso Montecavolo, sia dalle anomalie idrografiche indotte ad est di Albinea dalla crescita della relativa anticlinale di tetto, il cui thrust frontale (Pieghe Emiliane), proprio in quest'area, sembra tornare ad essere una struttura sepolta. Infatti, a est di Albinea i corsi d'acqua sono deviati dalla crescita della struttura e la loro deviazione diminuisce progressivamente dal Torrente Groppo verso SE (fig. 4.23a). Da un esame più approfondito dell'idrografia locale (fig. 4.23b) si evince anche come tutto il fronte di Albinea defletta uniformemente l'idrografia e il suo comportamento risulti distinto sia dal fronte a nordovest (Quattro Castella) che da quello a sudest (Scandiano). In effetti le tre strutture sembrano essere thrust separati vicarianti, con un parziale overlap determinato da step destri. L'architettura in superficie di questo fronte è quindi analoga a quella del fronte presso Stradella (fig. 4.19a) ed evidenzia una componente trasversiva destra sul fronte pedeappenninico.

Altro elemento importante nell'area è la struttura trasversale nei pressi di S. Polo d'Enza e Bibbiano, proseguimento verso nord della struttura trasversale della Val d'Enza (fig. 4.21a, b), già indicata nella Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Castiglioni et al., 1997) e nella precedente versione di questa carta (Boccaletti et al., 2004). Le caratteristiche morfostrutturali permettono di identificare la faglia di Bibbiano come attiva e affiorante; tale faglia sembra limitare lateralmente lo sviluppo sia dell'anticlinale di Cavriago che dell'anticlinale di Quattro Castella-Albinea. I rilievi hanno permesso di riconoscere anche una struttura minore parallela alla prima, circa 1 km a est di questa, passante per Ghiardo. La faglia di Bibbiano verrebbe quindi a costituire uno svincolo, tipo rampa laterale o tear fault, che interrompe la continuità dell'anticlinale di Cavriago, svincolandola dal segmento di Monticchio-Monticelli, e la continuità del thrust di Quattro Castella verso ovest.

Lo studio quantitativo della deformazione attiva di queste strutture consente di riconoscere sia per l'anticlinale (e quindi il thrust) di Cavriago sia per la struttura trasversale di Bibbiano la deformazione progressiva cumulata nel tempo e la variazione nel tempo dei tassi di crescita dell'anticlinale. Lo studio di profili paralleli attraverso le paleosuperfici di Ghiardo e di Bibbiano Emilia mostra una deformazione cumulata nel tempo, che sembra avere interessato maggiormente i terrazzi più antichi e progressivamente meno quelli più recenti (fig. 4.21b,c, indicando quindi una continuità di deformazione, almeno fin dal Pleistocene superiore, a carico dei terrazzi del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, la cui base è datata tra 350.000 e 450.000 anni (Pizziolo e Segadelli, 2016).

Il calcolo, benché molto approssimato, è basato sul sollevamento massimo dell'anticlinale rispetto a quello che sarebbe il profilo normalizzato in assenza di piegamento, rappresentato dalla continuità delle superfici a monte e a valle della piega (linea rossa tratteggiata in fig. 4.21c). Solo per confronto è riportata sui profili anche la traccia della superficie così normalizzata relativa al profilo mediano P2 (linea tratteggiata celeste in fig. 4.21c).

I valori approssimati stimati sono elencati nella tabella 4.3. Il tasso di sollevamento dell'ordine di $0,26 \pm 0,15$ mm/a (P1 in tabella 4.1 riferito alle datazioni del foglio CARG 200; Pizziolo e Segadelli, 2016; RER – ENI, Agip, 1998) è in buon accordo con quello di $0,28$ mm/a stimato per il lungo termine su questa anticlinale in base alla differenza di spessore dei sedimenti quaternari nell'area di Ghiardo, da Ponza et al. (2010). Anche utilizzando la datazione fornita da Ponza et al. (2010) di 230 ka, si ottiene un tasso di sollevamento di circa $0,21$ mm/a. Le faglie normali passanti per Ghiardo e Bibbiano risulterebbero avere tassi di movimento verticale di circa $0,09$ mm/a, e quelle di Montecchio e Monticelli fra $0,11 \pm 0,05$ e $0,15 \pm 0,07$ mm/a (tab. 4.3). Il sollevamento localizzato del fronte nei due settori di Cavriago e Montecchio risulta di $0,30 \pm 0,14$ e $0,15 \pm 0,07$ mm/a, rispettivamente, in accordo con la maggior attività del settore di Cavriago mostrata degli elementi morfostrutturali.

L'anticlinale di tetto delle Pieghe Emiliane sembra proseguire, ad ovest della faglia di Bibbiano, nell'alto strutturale compreso fra Montecchio e Monticelli Terme (fig. 4.21a). Questo settore di anticlinale risulta limitato lateralmente da faglie normali e

Tabella 4.3: stime approssimate dei tassi di sollevamento fra Montecchio e Sassuolo.

Table 4.3: approximate estimations of uplift rates between Montecchio and Sassuolo.

Profili trasversali all'anticlinale di Cavriago					
	unità stratigrafica di riferimento	v (m)	CARG F. 200 (ka)	v/a (mm/a)	Ponza et al. 2010
P1	AES (pre AES7) Pleistocene medio	50	450 - 125	$0,26 \pm 0,15$	AES6 230 ka (= $0,28$ mm/a)
P2	AES7a Pleistocene sup.	25	125 - 50/40	$0,38 \pm 0,18$	
P3	AES7b Pleistocene sup.	5	40 - 20 (da F. 199)	$0,19 \pm 0,06$	
Profili trasversali alle faglie normali di Bibbiano					
P5	AES (pre AES7) Pleistocene medio	17	450 - 125	$0,09 \pm 0,05$	
P6	AES7a Pleistocene sup.	6	125 - 50/40	$0,09 \pm 0,04$	
Profilo trasversale al fronte di Cavriago					
Pf	AES7a Pleistocene sup.	20	125 - 50/40	$0,30 \pm 0,14$	
Profilo trasversale al fronte di Montecchio					
Pf	AES7a Pleistocene sup.	10	125 - 50/40	$0,15 \pm 0,07$	
Profili trasversali alle faglie normali di Montecchio					
Monticelli	AES7a Pleistocene sup.	7	125 - 50/40	$0,11 \pm 0,05$	
Montecchio	AES7a Pleistocene sup.	10	125 - 50/40	$0,15 \pm 0,07$	

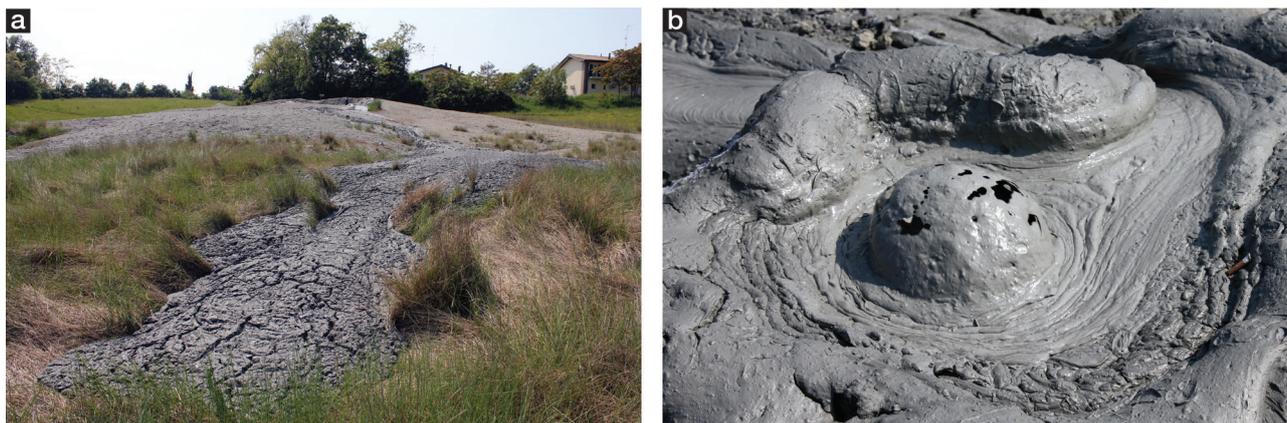


Figura 4.24: vulcani di fango lungo il margine pedeappenninico reggiano; a) Salsa di Reggiano, si noti la colata fresca di fango emessa dal cono principale; b) bolla di gas (diametro circa 20 cm) sviluppata all'interno dell'acqua fangosa che riempie il cratere del cono principale (6 maggio 2011).

Figure 4.24: mud volcanoes along the Reggio Emilia Apennines-Po Plain margin; a) Reggiano mud volcano, note the fresh mudflow emitted from the main cone; b) gas bubbles (diameter about 20 cm) developed within the muddy water filling the main cone crater (6 May 2011).

sembra essere interessato da fratture parallele a queste; le sorgenti termali di Monticelli sembrano essere veicolate proprio dalla zona di faglia che borda questa piega ad ovest.

Nel complesso, in questo settore l'anticlinale mantiene elevazioni medie inferiori, circa la metà, di quelle stimate per il settore di Cavriago e risulta dislocata da numerose faglie normali trasversali al suo asse (fig. 4.23b). Queste osservazioni indicano che i due settori dell'anticlinale si stanno deformando in maniera indipendente.

La struttura di Bibbiano, oltre ad essere la maggiore delle strutture trasversali che tagliano l'anticlinale, sembra quindi controllare lo sviluppo longitudinale dell'anticlinale del fronte pedeappenninico tra Monticelli e Scandiano e risulta dunque molto importante. Da notare che tale struttura sembra essere la prosecuzione verso sud-ovest del fronte esterno occidentale delle Pieghe Ferraresi. L'attività dei fronti occidentali delle Pieghe Ferraresi e del thrust di Cavriago risulta quindi molto recente e, in particolare, sembra che i primi taglino il secondo. La struttura trasversale di Bibbiano è anche la manifestazione più orientale dell'ampia zona di deformazione trasversale che interessa le valli del Taro e dell'Enza.

L'incremento di deformazione attiva, riscontrata sia sull'anticlinale che sulle faglie trasversali, potrebbe indicare quindi un incremento progressivo, dopo la sua attivazione nel Pleistocene superiore, dell'attività delle Pieghe Emiliane approssimativamente negli ultimi 50.000 anni. Ciò potrebbe essere dovuto a una maggior attivazione delle Pieghe Emiliane legata a una progressiva riduzione di attività del thrust pedeappenninico, come indicato dall'analisi morfologica del fronte di Quattro Castella.

In Val d'Enza, tra Traversetolo e S. Polo d'Enza, sono state rilevate anche deformazioni mesoscopiche di tipo compressivo in terreni riferibili depositi del Pleistocene medio (Sabbie Gialle e sovrastanti alluvioni) (Ghiselli e Martelli, 1997).

La zona del margine pede-appenninico tra Langhirano e Viano è caratterizzata dalla presenza di alcuni vulcani di fango (Martinelli e Judd, 2004), noti anche con la denominazione di "salse" o "bombi", termine quest'ultimo utilizzato a causa dei boati e detonazioni (e conseguenti scuotimenti del terreno) che accompagnano le violente eruzioni occasionalmente prodotte da tali elementi (Martinelli e Ferrari, 1991; Bonini, 2009). Dal punto di vista morfologico, i vulcani di fango sono edifici tronco-conici generati dall'estrusione in superficie di fluidi freddi e brecce di fango originate in profondità, che contengono elementi litici indicative delle rocce incontrate durante la risalita (Martinelli e Judd, 2004). Tali fluidi sono costituiti anche da miscele di gas di idrocarburi leggeri, nelle quali normalmente predomina il metano (Etiopie et al., 2007; Tassi et al., 2012), acque salate fossili (da cui il termine *salsa*) ed idrocarburi liquidi. I gas rilasciati sono di tipo termogenico e sono caratterizzati dalla presenza di oltre 20 differenti composti ciclici formati a profondità maggiori di 3 km e temperature che non superano i 120÷150°C (Tassi et al., 2012). Nel settore considerato i vulcani di fango sono situati (da nordovest verso sudest) a Rivalta, Torre, Casola-Querzola e Reggiano (v. carta) (fig. 4.24a). I vulcani di fango attivi sono di dimensioni modeste (l'altezza dei coni è generalmente inferiore a 2 m) e sono spesso raggruppati in aree relativamente più vaste all'interno di depressioni interpretate come strutture calderiche prodotte dall'evacuazione di materiale dal sottosuolo (Bonini, 2008; Bonini, 2012; Oppo et al., 2013). In generale, l'attività dei vulcani di fango avviene in uno stato di quiescenza caratterizzata dalla bassa ma costante emissione di fluidi dal cratere principale, con le tipiche bolle di gas che si enucleano nel fango (fig. 4.24b). Come sopramenzionato, tale elementi possono tuttavia dare luogo ad alcune violente eruzioni con lancio di clasti in aria ed emissioni massive di brecce di fango che danno luogo a colate. In alcuni casi, l'autocombustione del metano può dar luogo a fiamme che possono elevarsi dal cratere.

I vulcani di fango si formano generalmente in contesti caratterizzati da compressione attiva, circostanza in cui possono generarsi e mantenersi più facilmente elevate sovrappressioni e rilascio di fluidi pressurizzati. I vulcani di fango rappresentano quindi un'indicazione di sovrappressioni di fluidi nel sottosuolo e sono tipicamente associati a strutture anticlinali, che possono intrappolare al loro nucleo i fluidi in risalita in corrispondenza di livelli impermeabili; in questo contesto, un ruolo chiave giocano le Unità Liguri (Bonini, 2012). Nel caso in esame lo sviluppo dei vulcani di fango è verosimilmente controllato da strutture associate al thrust pedeappenninico, col quale i fluidi pressurizzati possono interagire favorendone il movimento (Bonini, 2013). Altri studi propongono che in casi specifici (Reggiano) la risalita dei fluidi sia controllata da faglie normali (Capozzi e Picotti, 2002).

Nel settore occidentale di questa zona, tra la Val Parma e la Val d'Enza, sono stati localizzati anche forti terremoti, con magnitudo compresa tra 5 e 5.5 (1818, $M=5.24$; 1898, $M=5.37$).

Sono disponibili anche diversi meccanismi focali. Le scosse principali del 23/12/2008 localizzate nella bassa Val d'Enza, $M_w \approx 5.4$ e $M_w \approx 4.9$, hanno fornito meccanismi focali compressivi puri, con direzione di compressione NNE-SSW, entrambi

localizzati a profondità di circa 23 km, mentre all'estremità occidentale della zona, tra Langhirano e Monticelli Terme, sono stati localizzati un terremoto $M_W=4.15$ (21/6/1980), piuttosto superficiale (circa 5 km), che ha fornito una soluzione prevalentemente estensionale, con direzione di estensione NE-SW, e un terremoto $M_W=5.04$ (9/11/1983), profondo circa 37 km, che ha fornito una soluzione transpressiva con direzione di compressione NW-SE.

La zona tra Scandiano e Vignola

Nella zona di pianura antistante questo settore del margine si ha il passaggio dalle Pieghe Emiliane alle Pieghe Romagnole ma nessuna di queste strutture sepolte mostra particolari evidenze di deformazione superficiale e, a differenza del settore precedentemente descritto, lungo questo tratto del margine il fronte più attivo sembra essere quello del thrust pedeappenninico. La deformazione risulta infatti prevalentemente localizzata alla base dei primi rilievi appenninici (fig. 4.25), mentre il thrust più esterno, benché determini un blando piegamento anticlinale in tutto il settore, sviluppa pieghe molto pronunciate solo nel settore occidentale, nell'area di Casalgrande, e nel settore orientale, nell'area di Castelvetro.

Vulcani di fango si concentrano anche lungo il margine pedeappenninico tra Sassuolo e Vignola, alcuni dei quali sono tuttora attivi mentre altri sono attualmente estinti (Biasutti, 1907). In particolare, tali elementi vengono denominati (da nordovest verso sudest) Montegibbio, Nirano, Canalina, Centora, Puianello e Ospitaletto (Biasutti, 1907; Martinelli e Judd, 2004; Bonini, 2012). In tale ambito, è interessante notare come tali salse siano concentrate in corrispondenza di un settore del margine pedeappenninico in cui il thrust è emergente (v. carta). Le *Salse di Nirano* sono senza dubbio l'elemento più caratteristico dell'area, tanto che da molti anni è stata istituita la Riserva Naturale delle Salse di Nirano (<http://www.fiorano.it/turismo/salse%20nirano/index.htm>) (Castaldini et al., 2005). In quest'area, i vulcani di fango hanno dimensioni fino a circa 3 m di altezza (fig. 4.26a) e sono situati all'interno di una depressione calderica con asse maggiore lungo circa 500 m (fig. 4.26b) a sua volta situata in corrispondenza dell'asse di un'anticlinale (Bonini, 2008). Una particolare menzione merita la cosiddetta *Salsa di Montegibbio*, oramai quasi estinta ma che in passato ha dato luogo a notevoli eruzioni e il cui cratere inattivo è ancora visibile (Bonini, 2009). In particolare, Plinio nella sua *Historia Mundi Naturalis* menziona che, in concomitanza con il terremoto distruttivo del 91 a.C., alcuni cavalieri videro a circa 10 km di distanza dalla Via Emilia delle alte fiamme originarsi in corrispondenza delle colline del margine pedeappenninico. Questo accadimento è stato messo in relazione con l'eruzione della Salsa di Montegibbio (Bianconi, 1840; Casoli, 2001), la quale ha dato luogo ad altre violente eruzioni, quale quella del 4 giugno 1835 dettagliatamente descritta da Dé Brignoli di Brunnhoff (1836).

Nell'alveo del Secchia, nei dintorni di Sassuolo, e nell'alveo del Tiepido, nei dintorni di Maranello, sono state descritte anche deformazioni mesoscopiche (fig. 4.27) a carico di depositi del Pleistocene medio (Sabbie di Imola e Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore) coerenti con un campo di stress compressivo con direzione di compressione NNE-SSW (Ghiselli e Martelli,

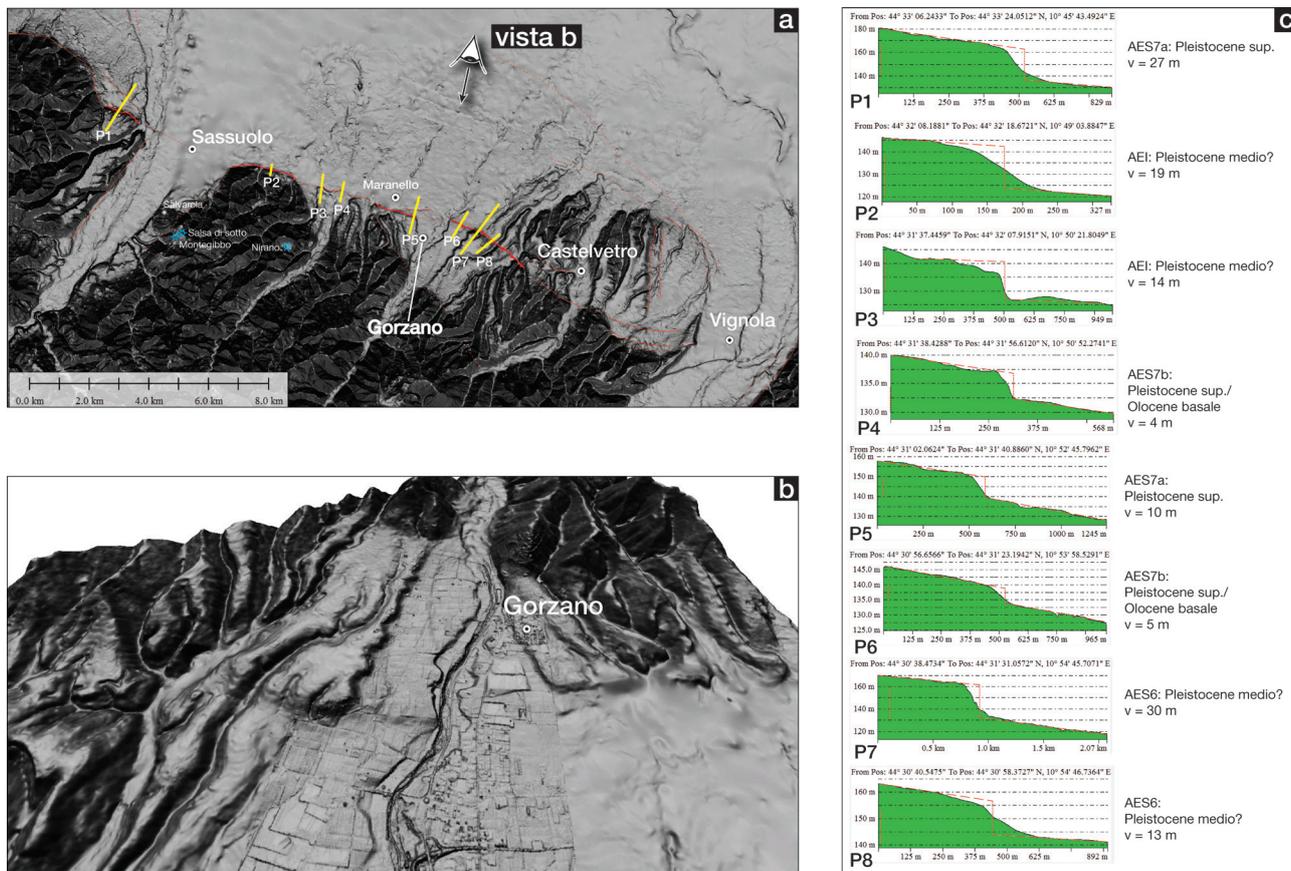


Figura 4.25: a) DEM (con risoluzione di 5 m) dell'area di Sassuolo-Vignola; b) vista della conoide deformata del T. Tiepido a Gorzano; c) profili topografici trasversali al fronte, ubicazione in figura a).

Figure 4.25: a) DEM (5 m resolution) of the Sassuolo-Vignola area; b) view of the deformed Tiepido river fan near Gorzano; c) topographic profiles through the front, location in Figure a).

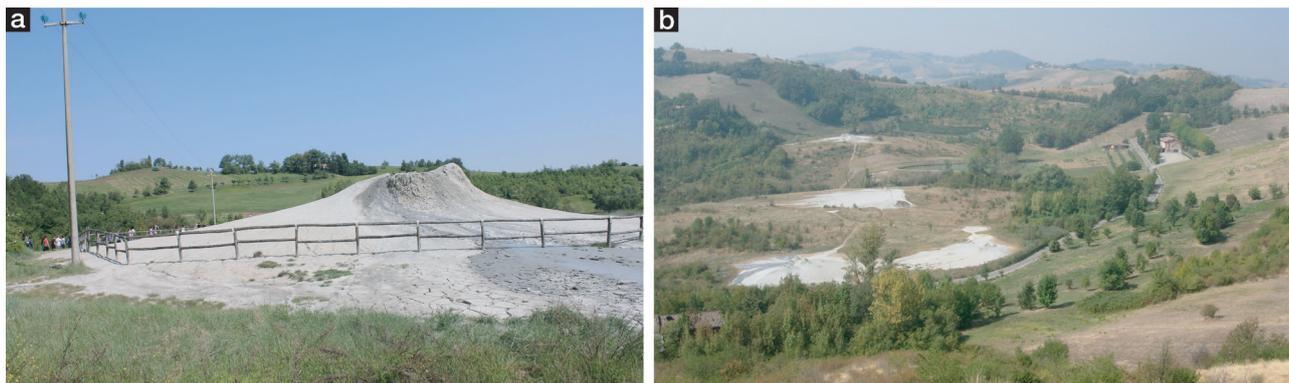


Figura 4.26: vulcani di fango lungo il margine pedeappenninico modenese; a) vista laterale del cono più grande delle Salse di Nirano (6 maggio 2011); b) vista panoramica della depressione ellittica che ospita le Salse di Nirano (6 settembre 2006).

Figure 4.26: mud volcanoes along the Modena Apennines-Po Plain margin; a) side view of the largest cone of the Nirano mud volcano field (6 May 2011); b) panoramic view of the elliptical hollow hosting the Nirano mud volcanoes (6 September 2006).

1997). In Gasperi et al. (1999), Boccaletti et al. (2004) e Ponza et al. (2010) sono ben mappati i piegamenti ad esso associati.

Un'area di particolare interesse in questo settore è la zona della conoide del Torrente Tiepido, presso Gorzano. In quest'area gli effetti in superficie del thrust risultano particolarmente evidenti; la topografia dell'area di conoide, in corrispondenza del thrust, presenta una netta scarpata morfologica (fig. 4.25) mentre ad est di Gorzano il thrust sembra dislocare sia i terrazzi del Tiepido che le paleosuperfici più ad est, mostrando una deformazione progressiva cumulata nel tempo.

È possibile stimare indicativamente i tassi di sollevamento in corrispondenza del thrust sia nella zona di conoide, più recente, che nei terrazzi ad est di questa, più antichi (fig. 4.25; tab. 4.4).

I terrazzi impostati sui depositi più recenti (P4, P5 e P6 in fig. 4.25a, c) mostrano tassi di sollevamento compresi fra 0,14 e 0,18 mm/a (tab. 4.4).

I terrazzi più antichi (P7 e P8 in fig. 4.25a, c), attribuiti alle unità AES6 (Gasperi et al., 2005), datati al Pleistocene medio, e più precisamente da RER – ENI, Agip (1998) e Ponza et al. (2010) al tardo Pleistocene medio (circa 250÷230 ka BP) mostrano invece tassi compresi fra 0,075 e 0,18 mm/a (tab. 4.4).

Sui profili P2 e P3, relativi all'unità AEI, non è stato possibile effettuare delle stime quantitative in quanto non sono conservati sufficientemente marker stratigrafici o morfologici, benché l'attività del fronte risulti comunque evidente dalla scarpata morfologica.

La dislocazione del terrazzo di Cadimaggio-Veggia (P1 in fig. 4.25a) presenta aspetti ancora da chiarire. La paleosuperficie del terrazzo viene attribuita nel Foglio Carg 219 all'unità AES7a, la cui età è indicativamente stimata fra 125 e 50/40 ka. La stima dei tassi di sollevamento facendo riferimento a questa datazione mostra valori anomali (vedi tab. 4.4) rispetto a quanto osservato sul fronte sia ad est di Sassuolo, dove si ha anche qui la dislocazione di superfici relative all'unità AES7a, sia ad ovest di questo terrazzo nel foglio CARG 200. I tassi di sollevamento di questo terrazzo rientrerebbero invece nella media degli altri misurati se il terrazzo fosse attribuito all'unità AES6 (250÷125 ka) (tab. 4.4).

La deformazione in questo settore appare dunque concentrata lungo il thrust pedeappenninico; ciò potrebbe indicare una sostanziale uniformità di tassi di deformazione del sistema thrust pedeappenninico-Pieghe Emiliane nel suo insieme tra le valli del Parma e del Panaro.

In questo settore del margine sono stati localizzati vari terremoti di forte

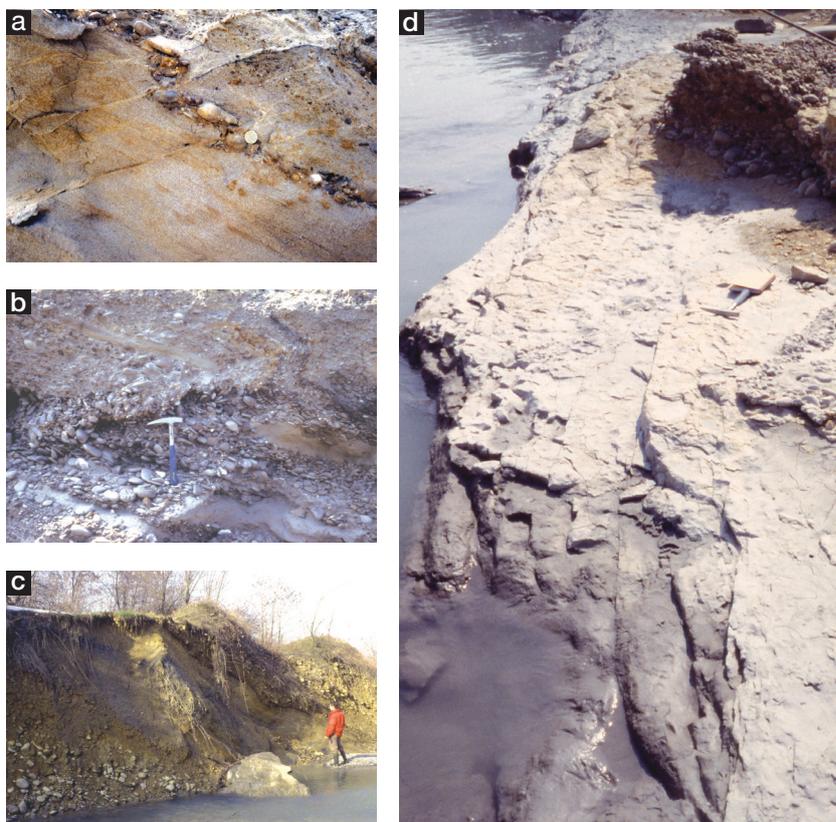


Figura 4.27: deformazioni mesoscopiche a carico di depositi del Pleistocene medio (a e b: Sabbie di Imola, 0,8-0,65 Ma; c e d: Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, 0,65-0,45 Ma) osservate nell'alveo del T. Tiepido, nei pressi di Maranello.

Figure 4.27: mesoscopic deformations in the Middle Pleistocene deposits (a and b: Imola Sands, 0,8-0,65 My; c and d: Lower Emilia-Romagna Synthem, 0,65-0,45 My) observed in the Tiepido river bed, near Maranello, techio e Sassuolo.

Tabella 4.4: stime approssimate dei tassi di sollevamento del thrust pedeappenninico fra Sassuolo e Vignola.

Table 4.4: approximate estimations of the pede-Appennine thrust uplift rates between Sassuolo and Vignola.

	Unità di riferimento	V (m)	Carg F. 220 (ka)	v/a (mm/a)
P2	AEI Pleistocene medio	19	780 - 450	n. c.
P3	AEI Pleistocene medio	14	780 - 450	n. c.
P7	AES6 Pleistocene medio	30	250 - 125	0,18 ± 0,06
P8	AES6 Pleistocene medio	13	250 - 125	0,075
P4	AES7b Pleistocene sup.	4	50/40 - 20	0,14 ± 0,05
P5	AES7a Pleistocene sup.	10	125 - 50/40	0,15 ± 0,07
P6	AES7b Pleistocene sup.	5	50/40 - 20	0,18 ± 0,07
P1a	AES7a Pleistocene sup.	27	125 - 50/40	0,41 ± 0,19
P1	In caso di attribuzione a AES6 Pleistocene medio	27	250 - 125	0,16 ± 0,06

intensità, il più importante dei quali è senz'altro quello del 1501 ($M_w=6.05$), localizzato nelle colline tra Sassuolo e Maranello. Nelle colline tra le valli del Secchia e del Panaro sono localizzati diversi terremoti recenti la maggior parte dei quali si contraddistingue per una profondità di circa 18÷20 km. I meccanismi focali disponibili indicano che i terremoti più profondi sono puramente compressivi mentre quelli più superficiali, localizzati tra Viano e Baiso, ad una profondità di circa 5÷6 km, sono trascorrenti estensionali. In generale, i meccanismi focali disponibili indicano comunque una direzione di compressione NNE-SSW

La zona tra Bazzano e Bologna

Questo settore, separato da quello precedente da strutture orientate NNE-SSW localizzate nella valle del Panaro, è compreso nella zona di deformazione trasversale Panaro-Sillaro e vede la deformazione attiva localizzata prevalentemente lungo il thrust pedeappenninico, mentre non ci sono elementi indicativi di attività importante dei fronti esterni sepolti (Pieghe Romagnole), a parte locali evidenze lungo segmenti di minore importanza.

Lungo tutto questo tratto di margine i terreni che costituiscono i versanti collinari sono costituiti da alluvioni del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore (< 450 ky) in discordanza sulle Sabbie di Imola. Questi terreni, oltre ad essere a quote decisamente superiori a quelle di deposizione, sono stati interessati anche da piegamenti e presentano fratture e faglie mesoscopiche, come rilevato da Ghiselli e Martelli (1997) in alcuni affioramenti nella valle del Panaro, tra Vignola e Bazzano, nelle colline a sud di Crespellano e Zola Predosa e nella periferia nord di Casalecchio di Reno; tutte le deformazioni sono coerenti con una direzione di compressione compresa tra N-S e NW-SE (fig. 4.28).

Recentemente in uno scavo a est di Bologna, poco a sud di Varignana, è stato rilevato il contatto tra il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore e le sottostanti Sabbie di Imola. Anche in questo affioramento tale contatto è piegato e fagliato, in particolare sono state rilevate faglie normali subverticali con strie *dip slip*; anche tali deformazioni sono associate al piegamento con asse WNW-ESE, probabile espressione del sollevamento del margine (fig. 4.29).

Anche in questo settore l'analisi quantitativa della deformazione delle scarpate tettoniche attive (fig. 4.30a) consente di stimare approssimativamente i tassi di sollevamento verticale del fronte pedeappenninico (tab. 4.5).

Oltre alle evidenze di deformazione superficiale da parte del thrust, si possono osservare chiaramente alcune strutture trascorrenti minori, con orientazione SW-NE e componente di movimento orizzontale sinistro, che dislocano il fronte (fig. 4.30a, b). Nei pressi di Vignola, il lato orientale della valle del Panaro è caratterizzato dall'emergenza in superficie di una struttura trascorrente sinistra che determina il rigetto del fronte di circa 4 km; la componente sinistra di questa struttura è coerente con la disposizione en-echelon dei relativi segmenti di faglia in superficie (fig. 4.30a). Le caratteristiche geomorfologiche e gli studi relativi alle deformazioni recenti del settore Casalecchio-Bologna, dove si realizza una dislocazione sinistra del fronte di poco meno di 4 km, sono già stati dettagliatamente descritti nella precedente versione della carta (Boccaletti et al., 2004).

Come abbiamo visto, la dislocazione complessiva del fronte che si osserva in questo settore (circa 10 km) non è assorbita completamente dalle due trasversali passanti per Vignola e Casalecchio. I circa 2 km che rimangono vengono accomodati da una serie di strutture sinistre minori distribuite all'interno del settore. Particolarmente evidente risulta la dislocazione del fronte appenninico nei pressi di Martignone (fig. 4.30b), lungo la quale è impostato il Rio Martignone, mappata anche nel foglio CARG 220 (Severi et al., 2009). Analoga situazione si osserva presso Crespellano; qui, oltre al dislocamento del fronte, si riconosce anche un movimento cumulato del thrust, maggiore sulle colline in corrispondenza del paese che nella conoide del Torrente Samoggia ad ovest.

A ovest di Vignola il fronte principale si riconnette con quello del settore Sassuolo-Gorzano.

Le dislocazioni trasversali sinistre qui descritte sono coerenti con quanto osservato in tutto il settore di catena compreso tra le valli del Panaro e del Reno (v. zona trasversale tra le valli Panaro e Sillaro).

Anche lungo il margine bolognese sono stati localizzati

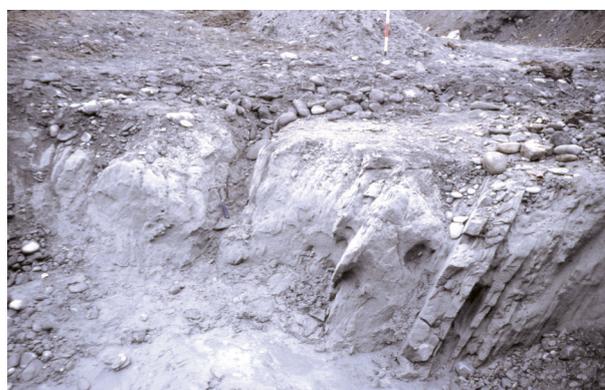


Figura 4.28: deformazioni mesoscopiche a carico delle Sabbie di Imola osservate in uno scavo a Casalecchio di Reno.

Figure 4.28: mesoscopic deformations in the Imola Sands observed in a dig at Casalecchio di Reno.



Figura 4.29: deformazioni mesoscopiche a carico delle Sabbie di Imola (membro IMO₂) e del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore osservate in uno scavo a Varignana.

Figure 4.29: mesoscopic deformations in the Imola Sands (IMO₂ member) and Lower Emilia-Romagna Synthem observed in a dig at Varignana.

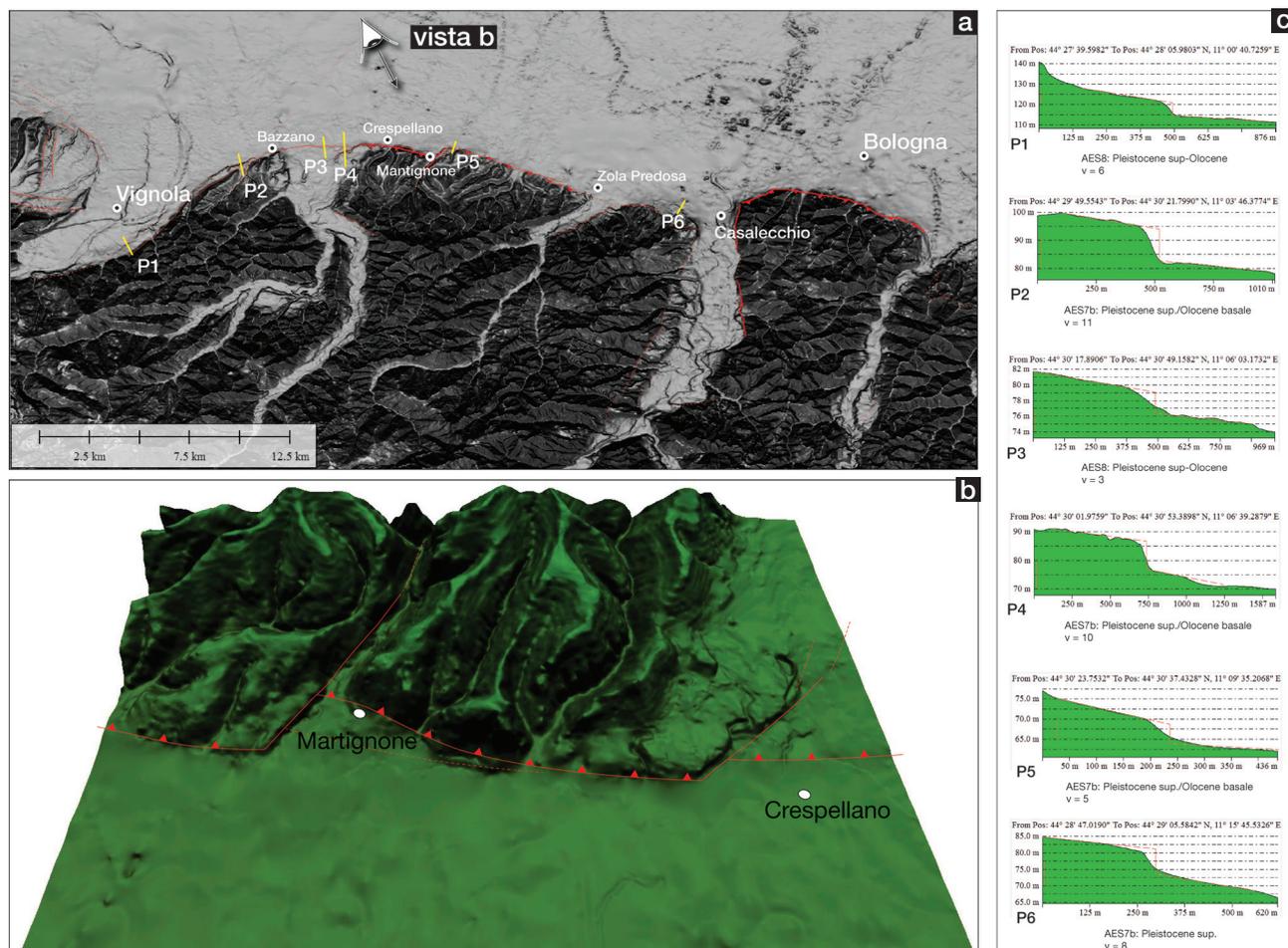


Figura 4.30: a) DEM (con risoluzione 5 m) dell'area di Vignola-Bologna; b) vista del fronte da NW; c) profili topografici trasversali al fronte, ubicazione in figura a)

Figure 4.30: a) DEM (5 m resolution) of the Vignola-Bologna area; b) view of front from NW; c) topographic profiles through the front, location in Figure a)

Tabella 4.5: stime approssimate dei tassi di sollevamento del thrust pedeappenninico fra Vignola e Bologna.

Table 4.5: approximate estimations of the pede-Appennine thrust uplift rates between Vignola and Bologna.

	Unità di riferimento	V (m)	Carg F. 220 (ka)	v/a (mm/a)
P1	AES8 Olocene	6	14 - 5	0,81 ± 0,4
P3	AES8 Olocene	3	14 - 5	0,40 ± 0,2
P2	AES7b Pleistocene sup.	11	50/40 - 20	0,39 ± 0,15
P4	AES7b Pleistocene sup.	10	50/40 - 20	0,36 ± 0,14
P5	AES7b Pleistocene sup.	5	50/40 - 20	0,18 ± 0,07
P6	AES7b Pleistocene sup.	8	50/40 - 20	0,29 ± 0,11

terremoti storici di forte intensità, quali ad esempio quello del 1505 ($M_W=5.62$) e del 1929 ($M_W=5.36$). Per quest'area è disponibile però un solo meccanismo focale, relativo al terremoto del 17/4/1992 ($M_W=4.23$), localizzato a circa 5 km di profondità, che indica un movimento di tipo trascorrente con direzione di compressione NE-SW.

La zona a est di Forlimpopoli

Lungo il margine a SE di Bologna, fino alla valle del Bidente, nonostante la frequente sismicità, non sono presenti particolare evidenze superficiali di attività tettonica recente, ad eccezione dell'antiforme che deforma il basso Appennino romagnolo tra Modigliana e Predappio (Simoni et al., 2003).

Tra le valli del Bidente e del Rubicone la continuità di affioramento lungo il margine romagnolo della successione marina plio-pleistocenica (Argille Azzurre e Sabbie di Imola) è interrotta da estesi affioramenti, al nucleo di anticlinali, di unità mioceniche (Formazione Marnoso-Arenacea e depositi messiniani). A sud di Cesena gli affioramenti dei terreni miocenici sono dislocati da faglie subverticali trasversali localizzate lungo la sponda destra del Savio.

A sud-est del Rubicone affiorano nuovamente i depositi plio-pleistocenici che però, da qui alla valle del Foglia, poggiano sui terreni alloctoni della coltre della Val Marecchia. In questo settore, in sponda destra del fiume Marecchia, tra Villa Verucchio e S. Martino dei Mulini, ci sono evidenze di una struttura trasversale che determina il bordo orientale della valle (fig. 4.31); tra Sant'Arcangelo di Romagna e S. Giustina è evidente una deviazione del corso del fiume, che da NE-SW si orienta circa E-W. Anche la distribuzione dei depositi di conoide (v. carta di sottosuolo del Foglio CARG 256 Rimini in Severi et al., 2005) indica che il fiume Marecchia, anche in tempi recenti (< 10.000 anni), scorreva in direzione NE anche a nord di S. Arcangelo di Romagna. Questa deviazione potrebbe essere un'espressione superficiale dell'attività dei fronti sepolti più interni delle Pieghe Adriatiche.

In particolare, la topografia di dettaglio mostra chiaramente un piccolo segmenti di thrust emergente presso S. Martino dei Mulini. Questo thrust risulta limitato ad est dalla struttura trasversale di Villa Verrucchio. La crescita di questa struttura ha indotto la deviazione del fiume Marecchia, che forma in questo punto una curva verso nord-ovest (fig. 4.31). La particolare evidenza di questo thrust a nord-est della trasversale di Villa Verrucchio può essere spiegata solo con l'esistenza di una componente di movimento sinistro lungo la trasversale stessa. Una tale componente componente di transtensione sinistra è supportata anche dalla disposizione dei segmenti di faglia affioranti del sistema di Villa verrucchio, che mostrano una vicinanza per step destro sia fra i due segmenti principali che all'interno di quello più occidentale. Una componente sinistra potrebbe essere responsabile anche dell'apparente dislocazione del thrust a sud-est di S. Martino dei Mulini.

A sud-est della Val Marecchia l'evoluzione del margine è legata più che altro all'attività dei thrust più interni delle Pieghe Adriatiche che in questo settore coincidono con il fronte pedeappenninico.

Verso sud-est gli effetti del sollevamento dei thrust interni delle Pieghe Adriatiche diventano via via più frequenti ed evidenti. Nelle prime colline riminesi sono state infatti rilevate deformazioni plicative e faglie mesoscopiche, sia estensionali che compressive, a carico delle Sabbie di Imola e dei sovrastanti depositi alluvionali (Ghiselli e Martelli, 1997); tali deformazioni sono coerenti con un piegamento per sollevamento e una compressione NE-SW.

Ancora più a sud-est, lungo la costa, lo spessore dei depositi quaternari si riduce progressivamente fino ad annullarsi nel

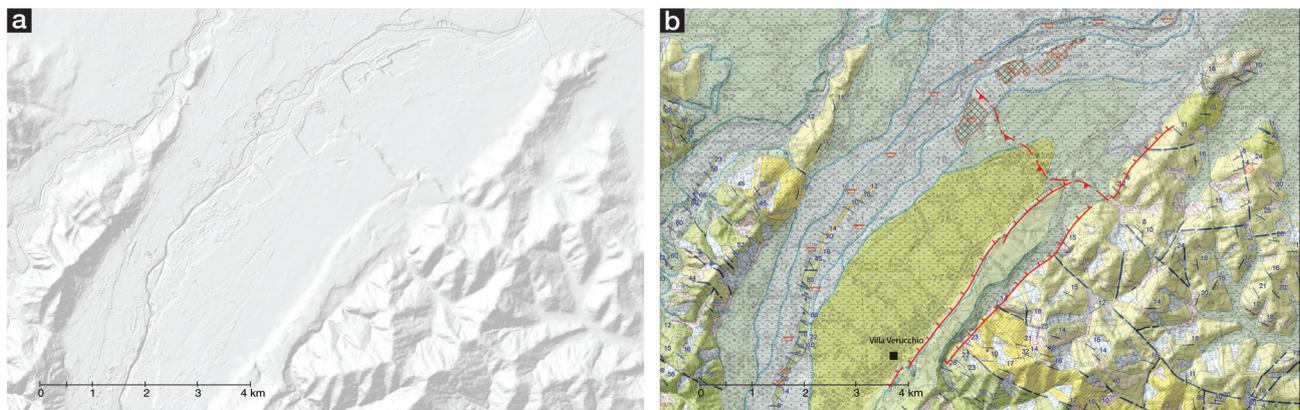


Figura 4.31: a) DEM (con risoluzione 5 m) del margine appenninico-padano tra Villa Verucchio e Santarcangelo di Romagna, con indicazione delle principali strutture tettoniche attive riconosciute nella valle del Marecchia; b) carta geologica della zona a NE di Villa Verucchio.

Figure 4.31: a) DEM (5 m resolution) of the Apennines-Po Plain margin between Villa Verucchio and Santarcangelo di Romagna, with indication of the main active tectonic structures recognized in the Marecchia valley; b) geological map of the NE area of Villa Verucchio.

territorio di Cattolica; ad est della foce del Conca (zona di Gabicce, Marche settentrionali) la costa è costituita da una falesia in cui le unità affioranti più recenti sono di età messiniana.

Nella zona del margine romagnolo meridionale sono stati localizzati vari terremoti di forte intensità, i maggiori dei quali sono quelli del cesenate del 1483 ($M_W=5.69$), di Meldola del 1870 ($M_W=5.61$) e del riminese del 1672 ($M_W=5.59$) e del 1786 ($M_W=5.66$). I meccanismi focali disponibili sono relativi ad eventi localizzati a varie profondità ma quasi tutti nei dintorni di Cesena. Le soluzioni focali dei terremoti più superficiali, tutti compresi nei primi 5 km di profondità, indicano meccanismi vari, sia estensionali che trascorrenti che compressivi, mentre le soluzioni focali dei terremoti più profondi indicano solo meccanismi compressivi; tali soluzioni sono comunque tutte coerenti con un campo di stress con asse di compressione orizzontale e direzione compresa tra NE-SW e E-W. Verso monte sono disponibili altri meccanismi focali; quello relativo all'evento del 1999 ($M_W=4.36$) della valle del Bidente, poco a est di Civitella di Romagna, localizzato a circa 17 km di profondità, indica un movimento di tipo trascorrente ancora coerente con una compressione NE-SW, mentre quello relativo all'evento del 2000 ($M_W=4.31$) localizzato nella valle del Marecchia, poco a nord di Novafeltria, ad una profondità di circa 5 km, indica un meccanismo compressivo puro con direzione di compressione NW-SE.

4.2.1.c - La pianura e la costa

La zona tra Lodi e San Colombano

L'area fra Crema e Piacenza è la zona di pianura in cui il raccorciamento fra Alpi e Appennino è più marcato e rappresenta una soglia che separa la Pianura Padana occidentale a ovest da quella centrale e orientale a est.

Il contatto vero e proprio fra i fronti delle Alpi meridionali e quelli dell'Appennino settentrionale è dato dalla fascia di thrust con direzione circa E-W che caratterizza il sottosuolo tra Lodi e Soresina (Pieri e Groppi, 1981), pochi chilometri a nord di S. Angelo Lodigiano.

Nei pressi di S. Colombano i pozzi ENI disponibili indicano che il substrato appenninico dei depositi alluvionali quaternari è sub-affiorante (circa 20÷40 m da piano campagna) e la superficie topografica risulta chiaramente deformata dal sollevamento, essendo la zona a sud del centro abitato caratterizzata da un rilievo collinare che raggiunge la quota di 144 m s.l.m. mentre la pianura circostante è ad una quota di circa 70 m s.l.m.

A sud di Sant'Angelo Lodigiano sono presenti varie evidenze che indicano una chiara attività del thrust sepolto.

Dopo la confluenza col Ticino, presso Pavia, il Po è forzato a scorrere per circa 10 km in una fascia ristretta, caratterizzata da numerosi meandri, fra la scarpata del margine appenninico di Stradella e l'anticlinale di San Colombano (fig. 4.19). Quest'area è in corrispondenza del cuneo di accrezione più settentrionale dell'Appennino, subaffiorante a sud di S. Angelo Lodigiano. Al sollevamento del thrust è probabilmente anche dovuta la brusca deviazione del fiume Lambro, che presso S. Angelo Lodigiano forma un angolo retto proprio immediatamente a nord dell'anticlinale di S. Colombano. Anche la deviazione verso est del fiume Adda a sud di Lodi è probabilmente attribuibile allo sbarramento dovuto al sollevamento di questo thrust. Le carte delle isobate della base del Pliocene (CNR, 1992) e delle isopache dei sedimenti plio-quaternari (Burrato et al., 2003; RL - ENI, 2003; Ravazzi et al., 2013), nonché la geometria della superficie basale di SERS (450 ky, RER - ENI, Agip, 1998) rappresentata in carta, indicano chiaramente un alto del substrato in corrispondenza di questi thrust settentrionali e la presenza di un depocentro allungato in direzione E-W fra il fronte dei thrust appenninici a l'allineamento Lodi-Soresina.

La struttura in crescita di San Colombano ha dato origine ad un'anticlinale con asse orientato prevalentemente NW-SE che risulta ulteriormente deformata nel suo settore meridionale (Castiglioni et al., 1997), all'altezza di Miradolo Terme, dove appare compressa e distorta fino a disporsi in direzione E-W, indicando che la compressione non è più libera di propagarsi verso l'esterno e ciò è causa del ripiegamento delle stesse strutture del fronte. Questa interpretazione, derivata da considerazioni della morfologia dell'area, è in accordo con la geometria dei depositi continentali recenti; le isobate della base del SERS in carta mostrano infatti uno sviluppo prevalentemente E-W. Altre possibili culminazioni di anticlinali in crescita legate a questi thrust sono visibili ad ovest di Casalpusterlengo (e.g. Castiglioni et al., 1997) (fig. 4.19a).

In questo settore non sono comunque localizzati terremoti di particolare energia.

Il terremoto più forte di questo settore, per il quale è disponibile anche il meccanismo focale, risulta essere quello del 15/5/1951 ($M_W=5.21$), recentemente rilocalizzato a nord di Lodi (Caciagli et al., 2015) ad una profondità di circa 30÷35 km. Le soluzioni focali disponibili, relative alla scossa principale e ad una replica $M_W=4.8$ del giorno successivo, indicano entrambe un meccanismo di tipo trascorrente con direzione di compressione circa E-W.

La zona tra Novi di Modena e S. Felice sul Panaro

La zona settentrionale della pianura modenese compresa tra Novi di Modena e Mirandola è nota da tempo come uno dei settori della Pianura Padana in cui le dorsali sepolte, nello specifico le Pieghie Ferraresi, raggiungono quasi la superficie. Le perforazioni disponibili, sia i pozzi per ricerca idrocarburi che alcuni sondaggi per la ricostruzione post terremoto 2012, hanno infatti attraversato in vari siti la base dei depositi alluvionali a profondità dell'ordine dei 100 ± 20 m dal piano campagna.

L'estensione dell'alto sepolto di Mirandola è ben documentata grazie alle linee sismiche e ai sondaggi e pozzi disponibili che hanno permesso la ricostruzione delle isobate delle principali superfici stratigrafiche del Pleistocene medio e superiore (RER - ENI, Agip, 1998; v. carta e figg. 4.38, 4.39) e, più recentemente, grazie agli studi che hanno utilizzato la tecnica delle registrazioni di sismica passiva per documentare la profondità del substrato rigido (Martelli et al., 2013; Paolucci et al., 2015; Tarabusi e Caputo, 2015; Tarabusi e Caputo, 2016), qui coincidente con il substrato marino pliocenico dei depositi alluvionali pleistocenici (fig. 4.32).

Inoltre, in occasione della sequenza sismica di maggio-giugno 2012 è stata rilevata una deformazione positiva del suolo nell'area tra S. Possidonio e S. Felice sul Panaro che ha raggiunto il massimo sollevamento, circa 12 cm, proprio tra Mirandola e Medolla (<https://ingvterremoti.wordpress.com/2012/06/07/terremoto-in-pianura-padana-emiliana-spostamento-del-suolo-dovuto-al-terremoto-del-29052012-visto-dal-satellite-italiano-cosmo-skymed/>).

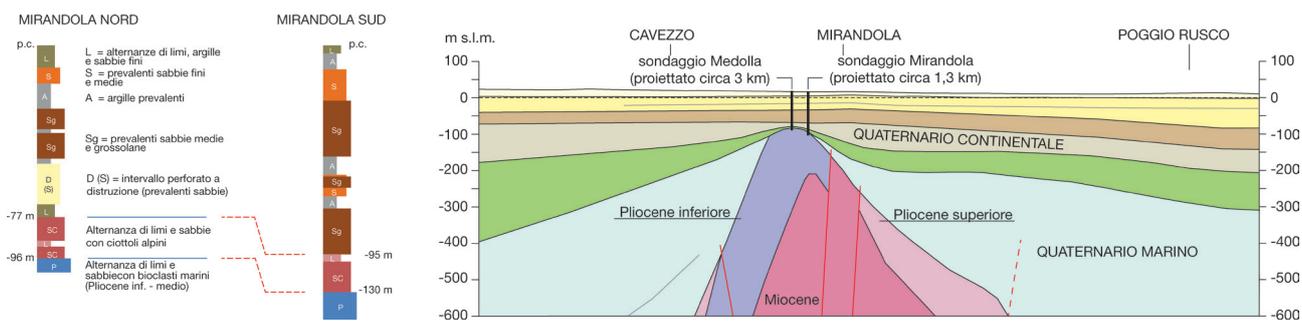


Figura 4.32: a) sezione geologica Cavezzo-Poggio Rusco; b) sintesi litostatigrafica dei sondaggi di Medolla e Mirandola (da Martelli e Romani, 2013; Paolucci et al., 2015). Esagerazione verticale x 12,5.

Figure 4.32: a) Cavezzo-Poggio Rusco geological cross-section; b) synthetic lithostratigraphy of the Medolla and Mirandola bore-holes (from Martelli and Romani, 2013; Paolucci et al., 2015). Vertical exaggeration x 12,5.

Gli effetti in superficie del thrust di Mirandola sono oggetto di studio da tempo; secondo Burrato et al. (2003, 2012) sono da attribuire all'attività di questo thrust le anomalie del drenaggio superficiale dei fiumi Secchia e Panaro.

Prima della sequenza sismica di maggio 2012 questo settore di pianura era stato interessato da eventi frequenti ma di energia moderata e bassa; infatti, nell'area sono noti solo terremoti storici di magnitudo massima stimata tra 4.5 e 5. Nella sola sequenza di maggio-giugno 2012 sono stati invece registrati 15 terremoti di magnitudo maggiore di 4.5, di cui 8 di magnitudo almeno uguale a 5. Le scosse principali sono state quella del 20 maggio, alle 04:03:51 ora locale, con $M_L=5.9$ e $M_W=5.86$, e quella del 29 maggio, alle 09:00:03 ora locale, con $M_L=5.8$ e $M_W=5.66$, localizzate rispettivamente a profondità di 9,5 km e 8,1 km; le profondità degli aftershocks si distribuiscono per lo più tra 3 km e 10 km. L'ultima scossa forte, $M_L=5.1$ e $M_W=4.7$, è avvenuta il 3/6/2012 alle 21:20:43 ora locale, ed è stata localizzata ad una profondità di 8,7 km.

Le soluzioni focali forniscono per lo più meccanismi compressivi puri e, in minor misura, trascorrenti, in ogni caso le rotture sono tutte coerenti con una direzione di compressione intorno NNE-SSW.

Il confronto tra le sezioni geologiche derivate dall'interpretazione di linee sismiche e le profondità ipocentrali mostrano chiaramente che le faglie che hanno generato questa sequenza sono quella riconosciute alla base della successione carbonatica (fig. 4.33).

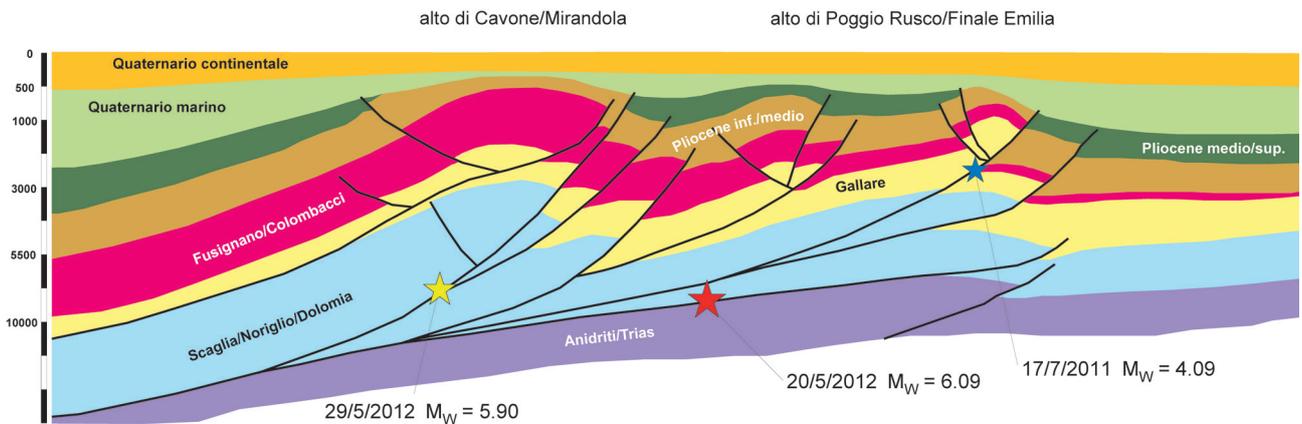


Figura 4.33: sezione geologica attraverso le zone ipocentrali della sequenza sismica emiliana 2012 (da linee sismiche ENI), con proiezione degli ipocentri delle scosse principali (20 e 29 maggio) e della scossa del 17/7/2011. Profondità non in scala.

Figure 4.33: geological cross-section through the epicentral areas of the 2012 Emilia seismic sequence (from ENI seismic lines), including the projection of the main shocks (May 20 and 29) and 17/7/2011 earthquake hypocenters. Non-scale depth.

E' interessante notare che le scosse forti tra il 20 e il 28 maggio sono per lo più distribuite tra Mirandola e Mirabello, mentre le scosse successive (29 maggio-inizio giugno) sono concentrate soprattutto tra Mirandola e Novi di Modena; ciò sembra indicare che l'attività sia iniziata sul fronte più esterno per poi trasferirsi progressivamente a quello più interno.

Inoltre, alcuni mesi prima, il 17/7/2011 è stata registrata una scossa $M_W=4.79$ localizzata poco a est di Sermide, a bassa profondità. Tale evento, compressivo puro, ben si colloca sul fronte più esterno delle Pieghe Ferraresi e potrebbe essere considerato il primo di una sequenza che ha attivato da nord a sud i thrust delle Pieghe Ferraresi.

In precedenza la rete sismica nazionale aveva registrato anche un altro terremoto, avvenuto il 25/12/1978 ($M_W=4.39$) poco a nord-est di Poggio Rusco, di tipo transpressivo, localizzato a circa 5 km di profondità, ben correlabile con l'attività del fronte più esterno.

Tutt'oggi la rete sismica nazionale continua a registrare, tra Mirandola, Bondeno e Poggio Renatico, numerose scosse di bassa magnitudo; l'evento più importante è stato quello del 20/10/2015 di $M_L=3.5$.

Infine, è interessante notare che la sequenza sismica nel 2012 si è sviluppata prevalentemente a ovest dell'allineamento Pieve di Cento-Ferrara e anche la localizzazione del terremoto di Ferrara del 1570, sia per il DISS 3.2 che per Sirovich e Pettenati (2015), è a ovest di questo allineamento.

La zona tra Bondeno e Ferrara

Anche la zona nord-occidentale della provincia di Ferrara è nota come uno dei settori in cui la dorsale esterna delle Pieghe Ferraresi raggiunge quasi la superficie. Le perforazioni disponibili, sia pozzi per ricerca idrocarburi che altri sondaggi, hanno infatti attraversato, in particolare nei dintorni di Casaglia, la base dei depositi alluvionali a profondità dell'ordine dei 120÷130 m dal piano campagna (Cocco et al., 2001; Molinari et al., 2007) (fig. 4.34). L'alto di Ferrara è invece meno sollevato nella zona est di Ferrara.

Anche nella zona ovest del ferrarese Burrato et al. (2003) hanno descritto anomalie del drenaggio, in particolare quelle dei fiumi Panaro e Reno a sud e del Po a nord. Tali anomalie sarebbero dovute all'attività dei fronti più esterni delle Pieghe Ferraresi.

Secondo Sirovich e Pettenati (2015) il fronte esterno delle Pieghe Ferraresi è la possibile struttura sismogenetica del terremoto del 1570 ($M_W=5.5$) e si deve all'attività di questo fronte la progressiva migrazione verso nord del corso del Po e del suo delta.

Nell'area di Ferrara, oltre al terremoto del 1570, sono stati localizzati vari terremoti di magnitudo di poco inferiore o superiore a 5. Purtroppo per questo settore non sono disponibili meccanismi focali e i pochi dati strumentali indicano in generale una profondità delle scosse entro i primi 8 km; solo a sud dell'alto di Bondeno-Ferrara è stato localizzato un terremoto a profondità compresa tra 15 e 25 km.

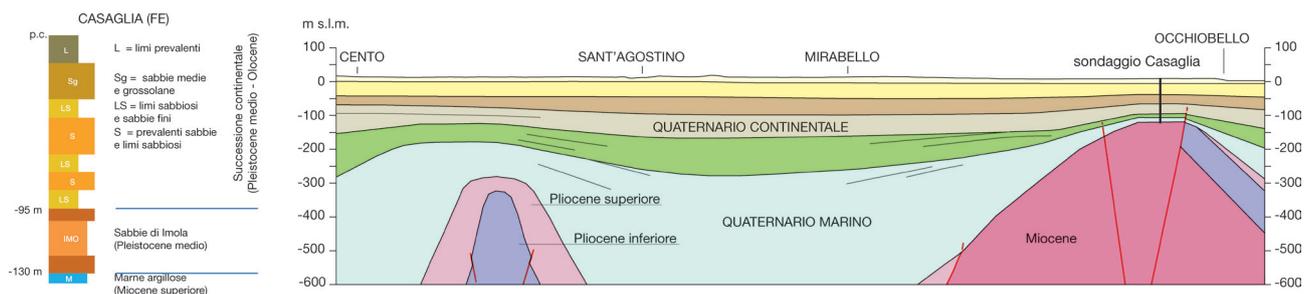


Figura 4.34: a) sezione geologica Cento-Occhiobello; b) sintesi della stratigrafia del sondaggio di Casaglia (da Martelli e Romani, 2013). Esagerazione verticale x 12,5.
Figure 4.34: a) Cento-Occhiobello geological cross-section; b) synthetic lithostratigraphy of the Casaglia bore-hole (from Martelli and Romani, 2013). Vertical exaggeration x 12,5.

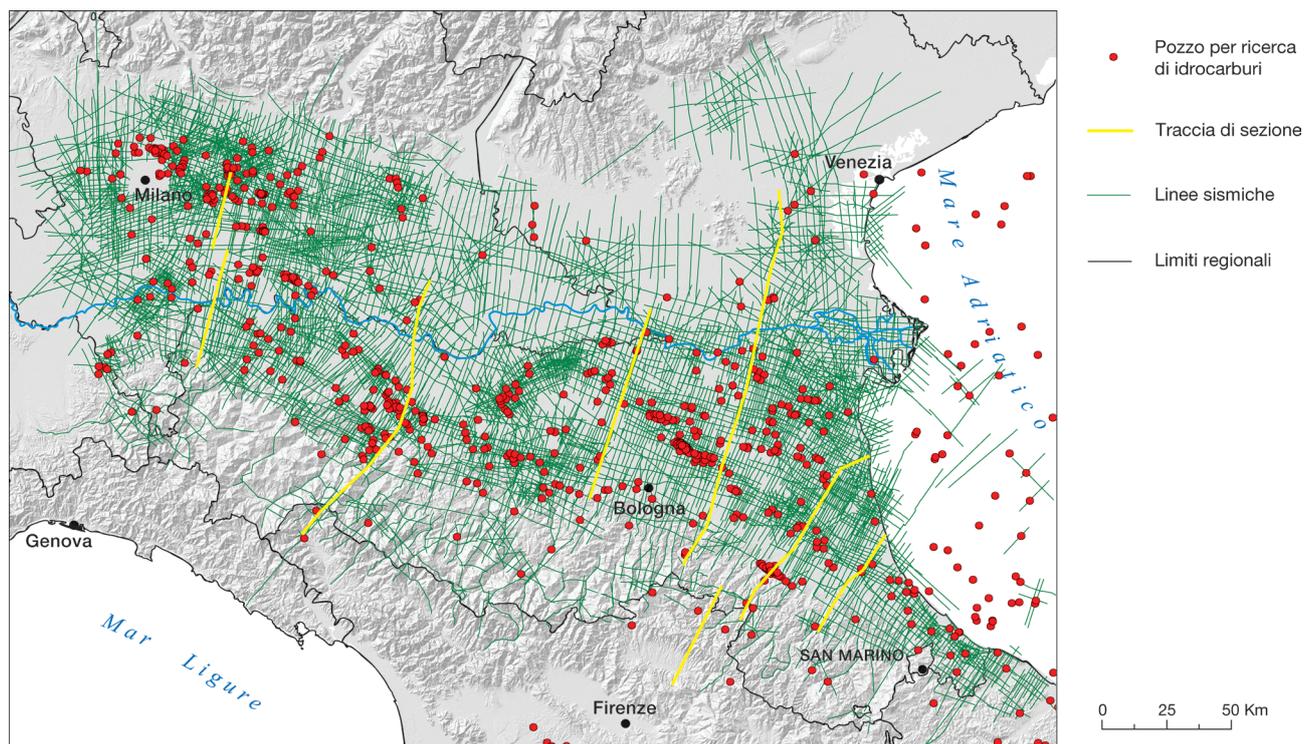


Figura 4.35: quadro di unione delle linee sismiche e dei pozzi ENI e tracce delle sezioni a corredo della carta.

Figure 4.35: index map of the ENI seismic lines, deep wells and traces of the geological cross-sections reported in the map.

4.3 - I DATI DI SOTTOSUOLO

Lo studio geologico del sottosuolo delle aree di pianura, a differenza di quelle montuose e collinari, si basa soprattutto sull'esistenza e disponibilità di dati derivanti da stratigrafie e campioni da pozzi e sondaggi e interpretazioni di profili geofisici, sia verticali che lungo sezioni.

La ricostruzione delle sezioni geologiche rappresentate in carta si è basata quindi sulla consultazione e rielaborazione di profili sismici a riflessione precedentemente acquisiti per la ricerca di idrocarburi o per studi idrogeologici, tarati con profili stratigrafici di pozzi.

Fondamentale è stata la consultazione dei profili sismici a riflessione e dei dati di pozzo acquisiti ed elaborati da ENI S.p.A. in oltre 60 anni di ricerca di idrocarburi. L'utilizzo di questi dati è stato possibile grazie ad un accordo, non oneroso ma con vincolo di riservatezza, sottoscritto dalla Regione Emilia-Romagna con ENI S.p.A., che ha messo a disposizione, per circa un anno, una dataroom dotata di workstation, con software di interpretazione, in cui erano state caricate le principali linee sismiche 2D necessarie per l'interpretazione e correlazione alla scala regionale (fig. 4.35) e i profili (masterlog) dei pozzi esplorativi ricadenti in prossimità delle sezioni sismiche interpretate, con i relativi dati di velocità di propagazione delle onde sismiche misurati nei vari intervalli stratigrafici.

Sebbene alcune linee sismiche e, soprattutto, alcuni profili di pozzo siano stati recentemente pubblicati nel sito web del Ministero dello Sviluppo Economico – U.N.M.I.G. (progetto VIDEPI: <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/videpi.asp>), solo la disponibilità integrale di tutti i dati esistenti, compresi quelli disponibili nella banca dati geognostici della Regione Emilia-Romagna, ha permesso un'interpretazione coerente ed omogenea su tutta l'area di studio, con il grado di dettaglio e la qualità necessari per soddisfare le finalità dello studio.

4.3.1 – L'analisi dei dati di pozzo e delle linee sismiche

4.3.1.a – I dati di pozzo

Tra gli strumenti analitici più importanti utilizzati per la comprensione e lo studio del sottosuolo vi sono i profili dei pozzi esplorativi per la ricerca di idrocarburi. In questi profili sono contenute diverse informazioni di carattere petrofisico e stratigrafico.

I dati principali, come mostrato in figura 4.36, sono i log elettrici a foro scoperto quali resistività ($\text{ohm} \cdot \text{m}$) e potenziale spontaneo (mV), le informazioni a carattere litologico (cuttings e colonna litologica), le prove di strato o di formazione e le osservazioni minerarie.

Queste informazioni, opportunamente interpretate e armonizzate, permettono una lettura dell'evoluzione dei sistemi deposizionali e delle principali unità geologiche lungo la verticale del pozzo e la caratterizzazione delle principali sequenze deposizionali e/o formazioni geologiche.

Analizzando in particolare i valori e l'andamento dei log di resistività ($\text{ohm} \cdot \text{m}$) e potenziale spontaneo è possibile distinguere e caratterizzare delle "facies log"; esse coincidono con i diversi sistemi deposizionali e quindi consentono di interpretare l'evoluzione stratigrafica degli stessi nel sottosuolo e distinguere evoluzioni trasgressive (deepening upward) o regressive (shallowing upward). Ad esempio, attraverso l'analisi delle "facies log" è possibile riconoscere il passaggio tra depositi di piattaforma esterna/scarpata e l'aggradazione di depositi marino-marginali e continentali oppure riconoscere il passaggio tra depositi appartenenti a sistemi torbidi e depositi di scarpata. L'andamento delle "facies log" consente anche di riconoscere improvvisi cambi nello stacking pattern (impilamento) della successione sedimentaria e quindi, anche in una situazione di continuità deposizionale, di poter correlare le principali superfici di discontinuità presenti sul margine e sui "top strutturali" sepolti alle rispettive superfici di continuità presenti in bacino.

In certi casi, associando l'informazione cronostratigrafica presente in pozzo ai cambi repentini delle "facies log", è possibile interpretare e riconoscere possibili superfici di discontinuità deposizionale corrispondenti a lacune stratigrafiche e correlarle con i profili sismici a riflessione, permettendo così una taratura di questi ultimi.

Altro elemento fondamentale è la correlazione delle "facies log" con le facies sismiche; anche questa correlazione consente una taratura tra i dati di pozzo e i dati dei profili sismici a riflessione e quindi una lettura d'insieme che permette di dettagliare l'interpretazione geologica nel sottosuolo.

Passaggi repentini all'interno delle "facies log" consentono anche di affinare l'interpretazione degli andamenti dei riflettori sismici, dando quindi una lettura in chiave stratigrafico-deposizionale dei riflettori maggiormente distinguibili anche a notevoli profondità, corrispondenti ai maggiori contrasti di impedenza acustica. Un esempio è il passaggio dalle Marne di Gallare alla Scaglia: le prime sono caratterizzate da valori di resistività di 1-3 $\text{ohm} \cdot \text{m}$ con un pattern verticale molto regolare mentre la seconda è caratterizzata da valori di resistività variabili da 10-20 $\text{ohm} \cdot \text{m}$ fino a 90-100 $\text{ohm} \cdot \text{m}$ con un pattern verticale irregolare. Questo passaggio nella sismica a riflessione è contraddistinto da un riflettore molto marcato, a causa del notevole contrasto di impedenza acustica.

4.3.1.b – Le linee sismiche

Nei profili sismici a riflessione sono rappresentati i principali riflettori sismici (fig. 4.37) corrispondenti a superfici nel sottosuolo lungo le quali le onde prodotte in superficie vengono, almeno in parte, riflesse e reindirizzate verso la superficie, dove vengono registrate da geofoni.

Perché si abbia riflessione, generalmente accompagnata da rifrazione dell'onda che consente il proseguimento di parte della sua energia negli strati più profondi, occorre che tra due orizzonti di terreno o roccia contigui vi sia un sufficiente contrasto

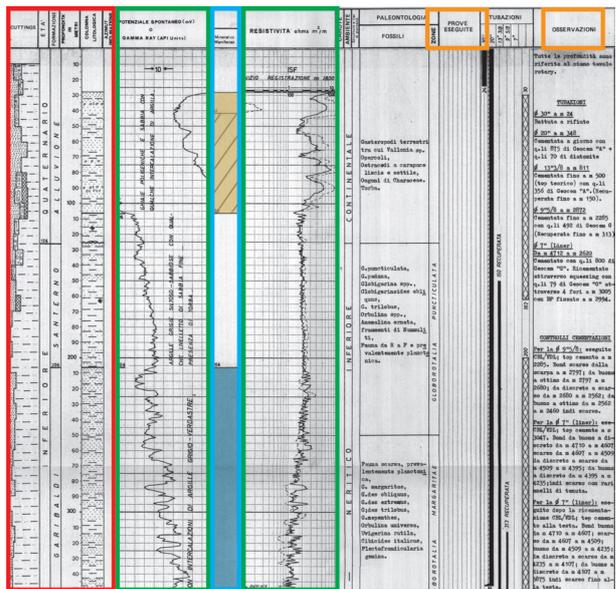


Figure 4.36: example of information from oil well master log.

di densità (solitamente indicato con il parametro "impedenza acustica"). Se la densità, come avviene solitamente, aumenta con la profondità e con essa aumenta anche la velocità dell'onda, al passaggio tra due orizzonti con sufficiente contrasto di impedenza acustica, parte dell'onda viene riflessa e torna verso la superficie mentre la parte rimanente viene rifratta (cioè cambia leggermente direzione, con assorbimento di parte della sua energia) e prosegue verso il basso, fino ad incontrare altri orizzonti riflettenti/rifrangenti. Il contrasto di impedenza necessario a causare la riflessione dipende dalle caratteristiche dell'onda (soprattutto dalla sua frequenza, inversamente proporzionale alla lunghezza d'onda) e queste a loro volta dipendono dal tipo di sorgente di energia impiegata per la prospezione, calibrata, insieme alla geometria complessiva del sistema di acquisizione, in funzione dell'obiettivo di prospezione da raggiungere (in questo caso posto a diversi chilometri di profondità).

La risoluzione verticale della linea sismica, cioè lo spessore minimo di un intervallo geologico (strato) individuabile nella sezione, è determinata dall'insieme di questi fattori: nel caso in esame, come già detto, la risoluzione varia da un massimo di circa 10 m ad un minimo di 30÷50 m e diminuisce con la profondità. Inoltre, i dati di sottosuolo per la ricerca di idrocarburi, in particolare le linee sismiche acquisite, hanno in genere uno scarso dettaglio in prossimità della superficie. Perciò per ottenere risoluzioni maggiori occorre utilizzare tecniche e schemi di acquisizione appropriati, utilizzati in genere per investigare in dettaglio la parte più superficiale del sottosuolo.

La grande utilità delle sezioni sismiche, a prescindere dalla loro risoluzione, è comunque quella di evidenziare la reale geometria nel sottosuolo di superfici geologiche primarie (superfici di strato) o secondarie (fratture e faglie) e permetterne la rapida mappatura lungo la linea stessa e, grazie all'incrocio di diverse sezioni, su aree estese.

L'intensità e la continuità laterale di un certo orizzonte dipende, oltre che dalla sua reale continuità nel sottosuolo, dal contrasto di impedenza con l'orizzonte soprastante: in Pianura Padana, un orizzonte molto evidente e con buona continuità laterale (a meno della sua segmentazione per la presenza di faglie) è il tetto della Scaglia, unità prevalentemente carbonatica del Cretaceo sup. - Eocene inf./medio sormontata da unità marnose, decisamente più "lente" in termini di velocità delle onde sonore. La mappatura di questo orizzonte, chiaramente riconoscibile anche nei profili dei pozzi, è risultata molto utile per la ricostruzione strutturale della porzione più profonda del bacino padano in quanto la sua segmentazione ha permesso di individuare faglie e sovrascorrimenti che hanno dislocato la sottostante successione triassico-paleogenica.

Per quanto riguarda invece la successione neogenico-quadernaria, di particolare importanza è il riconoscimento, in sezione sismica, delle superfici di discontinuità, generate da fenomeni erosivi o di basculamento della successione, indotti da eventi tettonici o climatici (o da entrambi). Gli orizzonti che rappresentano in sismica i sedimenti successivi a tali eventi, si dispongono su queste superfici con geometrie caratteristiche e ben riconoscibili, tipo onlap nel caso di riempimento di depressioni prodotte dall'erosione (canyon o paleovalli) o di appoggio su pendii sottomarini prodotti dal basculamento tettonico e dal successivo bilanciamento isostatico oppure tipo downlap nel caso di progradazione verso il bacino di delta o sistemi di piattaforma che avanzano appoggiandosi su di una superficie preesistente.

Per quanto riguarda la successione più profonda è stato possibile riconoscere anche una "facies sismica" tipica della formazione della Dolomia Principale (Triassico superiore) e una "facies sismica" della sottostante successione mista (terrigena, carbonatica e vulcanica) del Triassico medio-inferiore. Ciò ha permesso ulteriori interpretazioni, anche in chiave tettonica, delle porzioni più profonde del bacino padano.

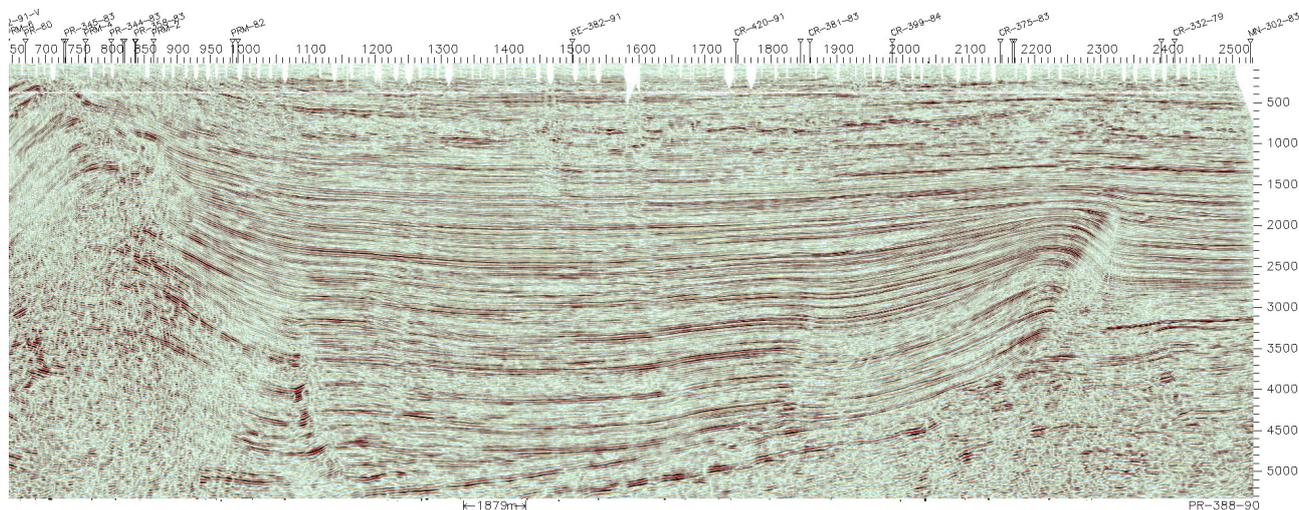


Figura 4.37: esempio di linea sismica.

Figure 4.37: example of seismic line.

4.3.2 – I principali risultati

4.3.2.a - Le principali sequenze deposizionali

L'interpretazione delle sezioni geologiche è stata quindi effettuata tenendo conto delle principali informazioni cronostratigrafiche e formazionali derivanti dai profili di pozzo e dalle successive correlazioni lungo i profili sismici a riflessione. E' stato così possibile riconoscere le superfici fisiche che delimitano le principali sequenze deposizionali del bacino padano e le principali formazioni geologiche.

I limiti di sequenza corrispondono a superfici erosive e/o non deposizionali nei settori di alto strutturale sepolto, passanti

a superfici deposizionali verso i settori depocentrali del bacino; questi limiti quindi evidenziano anche le principali lacune stratigrafiche e/o hiatus deposizionali.

In particolare le superfici erosive e/o non deposizionali si sono formate durante le fasi di parossismo tettonico nei settori di alto strutturale sepolto. Queste fasi deformative sono state responsabili delle migrazioni dei depocentri verso nord/nord-est per quanto riguarda il prisma appenninico, verso sud per quanto riguarda il prisma sudalpino.

La fine delle principali fasi deformative e di migrazione dei depocentri è marcata da superfici tempo trasgressive che si traducono in geometrie di onlap ben visibili nei profili sismici; queste superfici trasgressive registrano il ritorno della sedimentazione anche nei settori di alto strutturale e delimitano la base delle nuove sequenze deposizionali che si sviluppano alla scala di bacino.

Le principali sequenze deposizionali delimitate da queste superfici nel settore considerato si sono sviluppate e sono state riconosciute all'interno della successione neogenica (Miocene sup.-Pleistocene). A scala regionale l'unità più recente distinta nelle sezioni corrisponde grosso modo al Quaternario continentale, ovvero al Supersistema Emiliano-Romagnolo (0,8 Ma - Attuale), comprensivo quindi del Sistema Emiliano-Romagnolo inferiore (SERI: 0,8-0,45 Ma) e Sistema Emiliano-Romagnolo superiore (SERS: 0,45 Ma - Attuale).

Al di sotto della successione neogenica sono state correlate, lungo i profili sismici, le principali formazioni geologiche sepolte sia terrigene (Marnoso-Arenacea, Marne di Gallare) che carbonatiche (Scaglia, Calcari di Noriglio, Dolomia Principale) fino ad arrivare, dove i dati e le correlazioni lo permettevano, alle formazioni più profonde del Permo-Trias, talora fino al basamento cristallino.

4.3.2.b – Le faglie principali

Le principali strutture tettoniche individuate nei profili sismici di pianura risultano generalmente sepolte e solo in pochi casi presentano evidenze in superficie (v. 4.2.1c). L'assenza di evidenze superficiali per molti degli elementi strutturali riconosciuti non è direttamente collegata al loro stato di attività, come dimostra la sismicità presente nell'area.

In particolare lungo i profili sismici sono stati interpretati i principali sistemi di thrust; questi coinvolgono sempre la successione oligo-miocenica e plio-pleistocenica e non di rado anche la successione carbonatica profonda, fino ad arrivare alla successione del Permo-Trias, in qualche caso fino al basamento.

I livelli di scollamento più profondi sono stati quindi interpretati all'interno della successione del Permo-Trias; vista la risoluzione dei profili sismici risulta però difficile interpretare in maniera affidabile le deformazioni degli orizzonti a maggiori profondità.

In sintesi, sono stati riconosciuti sistemi di thrust caratterizzati da una tettonica di tipo *thick skinned*, evidenziata dal coinvolgimento nella deformazione degli orizzonti della successione del Permo-Trias, e sistemi di thrust i cui piani di faglia si sono impostati al tetto della successione carbonatica o delle Marne di Gallare e che si propagano all'interno della successione oligo-miocenica e pliocenica indicativi, quindi, di una tettonica di tipo *thin skinned*.

4.3.2.c - Commento alle sezioni

Sezioni A-A' e A''-A'''

Queste due sezioni, le più occidentali, hanno un andamento SSW-NNE e si estendono dal margine appenninico fin oltre il Po, nel lodigiano, attraversando il fronte pedeappenninico tra Stradella (PV) e la Val Trebbia, le Pieghe Emiliane occidentali, una parte del bacino di foredeep neogenico e i fronti meridionali delle pieghe sud-alpine tra Melegnano (MI) e Crema (CR).

Per la taratura e l'interpretazione delle linee sismiche sono stati utilizzati i profili dei seguenti pozzi ENI: Tidone 1, Castel San Giovanni 1, San Colombano 4, Cornegliano 15, Pandino 13, Spino d'Adda 1, Gradella 1 e Casirate 2.

I profili sismici utilizzati hanno consentito un'interpretazione dei principali andamenti strutturali e delle principali "facies sismiche" fino ad una profondità di circa 14÷16 Km.

Il pozzo Tidone 1 (2380 m) intercetta nella parte superiore le unità alloctone liguridi per uno spessore di circa 1300 m e arriva a interessare parte della successione terrigena del Miocene medio; mentre il pozzo San Colombano 4 (circa 4200 m), interessa, a parte i primi 50 m. di successione neogenica, la successione miocenica per uno spessore complessivo di circa 4150 m; i restanti pozzi interessano la successione del Miocene superiore e quella plio-pleistocenica.

Per quanto riguarda il settore appenninico si nota come, lungo la traccia della sezione A-A', al di sotto della coltre alloctona delle liguridi, siano presenti dei sistemi di thrust le cui superfici di scollamento sono localizzate nella Formazione della Scaglia o all'interno della successione miocenica, a profondità variabili dai 4÷5 km fino agli 8÷9 km; questo tipo di strutture denotano una tettonica di tipo "thin skinned".

A maggiori profondità, dai 9÷10 km fino ai 14÷16 km, sono presenti alti strutturali costituiti dal raddoppio sia della successione carbonatica (Triassico superiore-Giurassico) che di quella del Permo-Trias; questo tipo di strutturazione denota una tettonica di tipo "thick skinned".

Le informazioni derivanti dalle registrazioni strumentali dei terremoti (figg. 4.1 e 4.2) indicano in questo settore ipocentri frequenti anche a profondità maggiori di 15 km, evidenziando quindi una correlazione con la tettonica compressiva profonda di tipo "thick skinned", mentre i terremoti a profondità minori di 8 km sono sicuramente da mettere in relazione con la tettonica di tipo "thin skinned" che coinvolge la parte di successione terrigena oligo-miocenica fino al tetto della Scaglia.

Per quanto riguarda il settore di pianura, la sezione A-A' attraversa l'importante alto strutturale di San Colombano che evidenzia, nel settore più superficiale (6÷7 km), sistemi di thrust che interessano la successione terrigena oligo-miocenica, mentre a profondità maggiori, fino a circa 11÷13 km, sembra essere presente un importante sistema di thrust e back-thrust che interessa e disloca sia la successione terrigena sia quella carbonatica portando anche al raddoppio di quest'ultima. Nel settore dell'alto di S. Colombano è evidente anche la deformazione della base dei depositi alluvionali (0,8 Ma - Attuale).

La risoluzione dei profili sismici non permette il riconoscimento di strutture a maggiori profondità e quindi di valutare se questo sistema di thrust interessi, come è molto probabile, anche orizzonti più profondi.

Più a NNE la sezione A''-A''' evidenzia, in prossimità del pozzo Cornegliano 15, l'alto strutturale più settentrionale legato

alla genesi del prisma di accrezione appenninico. Si noti come anche in questo caso sia presente una tettonica di tipo più superficiale e una di tipo profondo che arriva a coinvolgere almeno tutta la successione carbonatica; in generale la deformazione e la dislocazione sono più blande rispetto a quelle che si osservano nell'alto di San Colombano.

Infine, nel settore più settentrionale la sezione A'-A" permette di riconoscere alti strutturali sepolti, originati da thrust con vergenza SSW, appartenenti al prisma di accrezione sud-alpino. Questi thrust sud-vergenti coinvolgono anche la successione carbonatica almeno fino alla profondità di 10 km.

Anche in questo settore sono frequenti ipocentri a profondità tra maggiori di 15 km, evidenziando quindi una possibile correlazione con la tettonica compressiva sud-alpina di tipo "thick skinned".

Sezione B-B'

La sezione B-B' ha un andamento più articolato, nel complesso SSW-NNE, e si estende dalla Lunigiana occidentale fin oltre il fiume Po, tra Cremona e Mantova, passando per la città di Parma, interessando le strutture estensionali del bacino della Lunigiana (anche se solo marginalmente), le strutture compressive nel settore appenninico tra i fiumi Taro ed Enza, le Pieghe Emiliane orientali (settore parmense), il bacino di foredeep neogenico e il fronte di Piadena.

I profili di pozzo ENI utilizzati per l'interpretazione dei profili sismici sono: Pontremoli 1, Lama dei Cerri 1, Terenzo 1, Sivizzola, Felino 1, Vigatto 10 dir, Porporano 1, Bosco Rosso 1, Cantoni 1 e Solarolo 1.

Anche in questo caso i dati di sottosuolo hanno consentito un'interpretazione dei principali andamenti strutturali e delle principali "facies sismiche" fino a profondità di circa 12÷14 km.

Il pozzo Pontremoli 1 (3500 m) arriva a interessare scaglie tettoniche del basamento e della successione permo-triassica mentre il pozzo Lama dei Cerri (circa 5800 m) interessa la successione carbonatica triassico-giurassica; i restanti pozzi interessano la successione mio-pliocenica.

Per quanto riguarda il settore appenninico si notano, nella zona toscana e del crinale, strutture estensionali che interessano gli orizzonti meno profondi mentre a maggiori profondità si sviluppano, al di sotto della coltre alloctona delle liguridi, alti strutturali originati da thrust che interessano e dislocano tutta la successione profonda, probabilmente fino al basamento. Questi sistemi di thrust principali provocano il raddoppio della successione carbonatica e permo-triassica creando un impilamento di falde tettoniche fino a circa 13÷14 km di profondità.

La risoluzione dei profili sismici non permette interpretazioni a maggiori profondità. Anche in questo caso si suppone però che l'impilamento delle falde tettoniche continui anche oltre i 15 km maggiori profondità; infatti, anche in questo caso gli ipocentri dei terremoti (figg. 4.1 e 4.2) indicano una sismicità diffusa a profondità maggiori di 15 km, evidenziando una tettonica compressiva profonda di tipo "thick skinned".

Per quanto riguarda il settore pedeappenninico e di alta pianura a sud di Parma, si nota come lungo la traccia della sezione B-B' siano presenti thrust che interessano e dislocano tutta la successione terrigena profonda fino all'Eocene superiore dando origine ad alti strutturali. Questi sistemi di thrust provocano l'impilamento delle falde tettoniche fino ad almeno circa 10÷12 km di profondità.

Sul fronte, la successione carbonatica (Triassico superiore-Giurassico) e quella del Permo-Trias vengono coinvolte da sistemi di thrust a basso angolo, evidenziando una tettonica profonda almeno fino a circa 15÷16 km.

Ciò è in accordo con la distribuzione degli ipocentri dei terremoti principali che evidenziano una forte congruenza con la geometria e l'ubicazione dei principali sistemi frontali di thrust delle Pieghe Emiliane nel settore parmense.

In questo settore è evidente anche la deformazione della base dell'unità più superficiale e recente riconosciuta, corrispondente ai depositi alluvionali (0,8 Ma – Attuale), sia da parte del thrust pedeappenninico che delle Pieghe Emiliane.

Per quanto riguarda il settore di media e bassa pianura si nota invece come la sezione B-B' interessi, dopo aver attraversato una vasta porzione del bacino di foredeep neogenico (pozzi Bosco Rosso 1 e Cantoni 1) tettonicamente indisturbata, il fronte appenninico più esterno qui corrispondente alla struttura di Piadena; in questo settore è presente un alto strutturale dove i sistemi di thrust interessano sia la successione terrigena che quella più profonda con una deformazione e dislocazione più blanda rispetto a quella delle Pieghe Emiliane più interne.

Sezione C-C'

Questa sezione ha un andamento rettilineo SSW-NNE e si estende dal settore pedeappenninico a ovest di Bologna fino al fiume Po, attraversando le aree epicentrali della sequenza sismica emiliana 2012, interessando quindi i fronti pedeappenninici, la terminazione occidentale delle Pieghe Romagnole e la porzione centro-occidentale delle Pieghe Ferraresi.

I profili di pozzo ENI utilizzati per l'interpretazione dei profili sismici sono: Savignano 1, Spilamberto 33, Castelfranco Emilia 3, Nonantola 1, Bevilacqua 1, Palata 1, Pilastrini 1 e 2, Sermide 1.

I profili sismici utilizzati hanno consentito un'interpretazione dei principali andamenti strutturali e delle principali "facies sismiche" fino a profondità di circa 12÷14 km.

I profili di pozzo interessano tutti la successione mio-pliocenica; il pozzo più profondo è il Nonantola 1 (circa 5800 m).

Per quanto riguarda il settore pedeappenninico e di alta pianura si nota come siano presenti una serie di alti strutturali sepolti che interessano e dislocano tutta la successione terrigena fino all'Eocene superiore. I sistemi di thrust principali provocano il raddoppio della successione terrigena creando un impilamento di falde tettoniche fino a circa 12 km di profondità.

La successione carbonatica (Triassico superiore-Giurassico) e quella del Permo-Trias vengono invece coinvolte da sistemi di thrust a basso angolo, evidenziando una tettonica profonda almeno fino ad almeno 14 km.

I dati sismologici strumentali evidenziano anche in questo settore la presenza di frequenti terremoti con ipocentri localizzati a profondità maggiori di 15 km (figg. 4.1 e 4.2).

Per quanto riguarda il settore di media e bassa pianura, la sezione C-C', dopo aver attraversato un vasto bacino sinforme di riempimento neogenico (Crevalcore, BO), interessa tutto il settore delle Pieghe Ferraresi centro-occidentali dall'alto strutturale di S.Felice sul Panaro (MO) fino all'alto strutturale di Sermide (MN), sede della sequenza sismica emiliana 2012.

Questa porzione delle Pieghe Ferraresi è interessata da una forte deformazione tettonica con i sistemi principali di thrust che coinvolgono la successione carbonatica, fino ad interessare, talora, la successione del Permo-Trias; si notano anche, soprattutto in prossimità dell'alto strutturale di S. Felice sul Panaro, raddoppi della successione carbonatica giurassica a profondità variabili dai 4÷5 km fino ai 6÷7 km; a maggiori profondità (11÷13 km) i sistemi di thrust portano al raddoppio anche di una parte della successione del Permo-Trias.

Anche sul fronte più esterno (alto strutturale di Sermide) sono presenti sistemi di thrust che interessano la successione profonda provocando raddoppi sia della successione carbonatica che di quella del Permo-Trias. La risoluzione dei profili sismici non permette di interpretare a maggiori profondità e quindi di vedere se anche il basamento, come è molto probabile, sia coinvolto da dislocazioni profonde.

La distribuzione degli ipocentri e i meccanismi focali disponibili (figg. 4.1, 4.2, 4.4, 4.33), in particolare quelli relativi agli eventi sismici di maggio 2012, evidenziano una forte congruenza con la geometria e l'ubicazione dei principali sistemi frontali di thrust.

In particolare, va evidenziato come anche gli ipocentri dei terremoti nel settore dell'alto strutturale di Sermide, per lo più tutti localizzati a profondità minori di 8 km abbiano una forte congruenza geometrica con i fronti di thrust più esterni riconosciuti lungo la sezione C-C'.

Lungo questa sezione è evidente la deformazione della base dei depositi alluvionali (0,8 Ma – Attuale) sia lungo il margine appenninico-padano che in corrispondenza degli alti delle Pieghe Ferraresi (Finale Emilia e Bondeno).

Sezione D-D'

La sezione D-D' ha un andamento SSW-NNE e si estende dall'Appennino imolese (M. La Fine) fino a lambire l'abitato di Padova, passando per Castel S. Pietro (BO), Copparo (FE) la periferia est di Rovigo, interessando quindi anche una buona porzione della pianura veneta. Le principali strutture attraversate sono il fronte pedeappenninico, le Pieghe Romagnole, le Pieghe Ferraresi centro-orientali e la monoclinale veneta.

I profili di pozzo ENI utilizzati per l'interpretazione dei profili sismici sono: Varignana 1, Valletta 1 dir, Selva 24, Case Borra 3, Consandolo 1 dir, Tresigallo 11, Vignola 1 dir, Villadose 1 e Legnaro 1 dir.

I dati di pozzo disponibili hanno consentito un'interpretazione dei principali andamenti strutturali e delle principali "facies sismiche" fino a profondità di circa 9 km.

Il pozzo Legnaro 1 dir (circa 4900 m) ha raggiunto la successione permiana (Arenarie della Val Gardena) mentre i restanti pozzi sono arrivati ad interessare per la maggior parte la successione mio-pliocenica e solo i pozzi Consandolo 1 dir e Vignola 1 dir hanno raggiunto la parte sommitale della successione carbonatica giurassica.

Per quanto riguarda il settore appenninico si nota come sia presente la parte frontale di una vasta antiformentale che sembrerebbe correlarsi, visto l'andamento e la geometria a grande scala, con l'antiforme riconosciuta in sezione F-F' e successivamente commentata. Questa antiformentale interessa tutta la successione fino al basamento metarmofico (v. sez. F-F'); sembra quindi dovuta a thrust profondi, evidenziando una tettonica di tipo thick-skinned.

Questa interpretazione è in accordo con i dati simologici strumentali che evidenziano anche in questo settore del margine la presenza diffusa di ipocentri a profondità maggiori di 15 km (figg. 4.1 e 4.2).

Per quanto riguarda il settore di pianura la sezione D-D' attraversa le Pieghe Romagnole (alto strutturale di Selva) e il settore centro-orientale delle Pieghe Ferraresi dall'alto strutturale Consandolo all'alto strutturale di Copparo-Vignola.

Mentre il settore delle Pieghe Romagnole sembra non essere stato interessato da importanti deformazioni recenti, anche questa porzione delle Pieghe Ferraresi sembra interessata da una forte deformazione tettonica recente con i sistemi principali di thrust che verso l'alto arrivano ad interessare chiaramente la base dell'unità più recente riconosciuta (depositi alluvionali: 0,8 Ma – Attuale) e verso il basso coinvolgono la successione carbonatica, fino a volte a interessare il basamento profondo; si notano infatti diversi raddoppi della successione carbonatica triassico-giurassica a profondità variabili dai 5÷6 km fino a 8÷9 km; talora questi raddoppi interessano anche la successione più profonda del Permo-Trias.

Nel settore più meridionale delle Pieghe Ferraresi si notano anche scollamenti più superficiali e strutture "fuori sequenza", come è possibile notare in corrispondenza dell'alto strutturale di Consandolo.

Più a nord è di particolare interesse il coinvolgimento tettonico della monoclinale veneta (settore di avampaese). Infatti, tra i pozzi Villadose 1 e Legnaro 1 dir, si nota una importante struttura delimitata da sistemi di thrust e di backthrust che coinvolgono il basamento e che denotano, visto il coinvolgimento della successione plio-pleistocenica, una tettonica compressiva recente che molto probabilmente ha riattivato i sistemi di faglie dirette profonde.

Sezione E-E'

Questa sezione è stata costruita sulla base di dati di superficie e di letteratura tratti da Bonini *et al.* (2016) e da Martelli *et al.* (2014a) e interpolando le informazioni delle sezioni D-D' ed F-F'; non è quindi il risultato diretto di nuove interpretazioni di dati di sottosuolo.

Sezione F-F'

La sezione F-F' ha un andamento SW-NE e si estende dal medio Appennino romagnolo, tra le valli del Lamone e del Tramazzo, fino alla costa adriatica in prossimità della foce del fiume Reno, passando per la città di Faenza (RA), interessando quindi i fronti pedeappenninici, le Pieghe Romagnole e la terminazione orientale della Pieghe Ferraresi.

I profili di pozzo ENI utilizzati per l'interpretazione dei profili sismici sono: Modigliana 1, Marzeno 1, Cotignola 24, Torri 1 e Porto Corsini Profondo.

I dati di sottosuolo disponibili hanno consentito un'interpretazione dei principali andamenti strutturali e delle principali "facies sismiche" fino a profondità di circa 14 km.

Il pozzo Modigliana 1 (circa 5100 m) ha perforato la parte superiore della successione carbonatica giurassica, arrivando al Calcare Massiccio, mentre i restanti pozzi sono arrivati ad interessare la successione mio-pliocenica fino a profondità massime di circa 3500 m.

Per quanto riguarda il settore appenninico si nota la presenza di una vasta antiformentone riconosciuta anche in superficie (Simoni et al., 2003) che interessa tutta la successione profonda fino al basamento metamorfico; questa antiformentone è dovuta all'attività di thrust profondi che evidenziano una tettonica di tipo thick-skinned. Si noti anche come questa struttura evidenzia un sistema di back-thrust a sud del pozzo Modigliana 1 che, sempre coinvolgendo la successione carbonatica ed il basamento, si va a raccordare in profondità con il principale sistema frontale di thrust.

I dati sismologici strumentali evidenziano anche in questo caso una forte congruenza con la geometria di questo sistema frontale di thrust (figg. 4.1 e 4.2).

Per quanto riguarda il settore di pianura si nota invece, nel settore dell'alto strutturale sepolto di Lugo-Cotignola, come i sistemi di thrust principali coinvolgano al massimo la successione carbonatica giurassica, o quanto meno la risoluzione sismica non permette di dettagliare strutture e lineamenti tettonici più profondi; nel settore nord-orientale, in prossimità dell'alto strutturale sepolto di Ravenna-Porto Corsini, si nota invece come sia presente un sistema di thrust che coinvolge la successione del Permo-Trias a profondità di circa 13÷14 km. Al di sopra di quest'ultima struttura, poco più a sud, è presente un'altra struttura sepolta che sembra coinvolgere solo la successione eocenica e oligocenica con sistemi di thrust frontali che vanno a scollarsi al tetto della formazione della Scaglia con tettonica di tipo thin-skinned.

I dati sismologici strumentali evidenziano che il sistema di thrust riconosciuto più a nord (zona di Ravenna-Porto Corsini) potrebbe continuare ad immergersi verso SW (figg. 4.1 e 4.2).

Lungo questa sezione i depositi alluvionali recenti (0,8 Ma – Attuale) risultano chiaramente deformati solo in prossimità del margine appenninico-padano, ad opera del sistema di thrust e back-thrust che contraddistingue il sistema di thrust pedeappenninico in questo settore.

Sezione G-G'

Anche questa sezione ha un andamento SW-NE e si estende dal settore pedeappenninico romagnolo (Valle del Bidente, nei pressi di Cusercoli) fino alla costa adriatica (Lido di Classe, Ravenna), interessando i fronti pedeappenninici e il passaggio dalle Pieghe Romagnole alle Pieghe Adriatiche.

I profili di pozzo ENI utilizzati per l'interpretazione dei profili sismici sono: Sarsina 1, Cannuzzola 1, Cannuzzola 2 e Pisignano 1.

I dati di sottosuolo disponibili hanno consentito un'interpretazione dei principali andamenti strutturali e delle principali "facies sismiche" fino a profondità di circa 14 km.

Il pozzo Sarsina 1 (circa 5800 m) ha perforato la parte superiore della successione carbonatica giurassica fino al Calcere Massiccio, mentre i pozzi Cannuzzola 1 e 2 e Pisignano 1 sono arrivati ad interessare la successione mio-pliocenica fino a profondità massime di circa 2800 m.

Per quanto riguarda il settore pedeappenninico si nota come sia presente una vasta antiformentone, già ben cartografata in vari documenti, che permette l'affioramento della successione miocenica immediatamente a sud di Cesena; questa antiformentone è dovuta a thrust impostati al tetto della successione oligocenica, o al massimo al tetto della successione dell'Eocene inf.-medio (Formazione della Scaglia), evidenziando una tettonica di tipo thin-skinned. Si tratta di una struttura fuori sequenza rispetto al lineamento strutturale più profondo che coinvolge anche la successione carbonatica fino al basamento metamorfico; quest'ultima struttura, che evidenzia una tettonica di tipo "thick skinned", determina il raddoppio sia della successione carbonatica che del basamento sovrascorrendo la successione dell'Eocene inf.-medio fino al tetto della Scaglia.

Per quanto riguarda il settore di pianura e la costa si nota invece come i sistemi di thrust principali riconosciuti coinvolgano al massimo la successione carbonatica giurassica, o quanto meno la risoluzione sismica non permette di dettagliare strutture e lineamenti tettonici più profondi che comunque, se presenti, sarebbero comunque a profondità maggiori di 15 km.

I dati sismologici strumentali sembrano indicare la prosecuzione dei thrust adriatici anche a profondità maggiori di 15 km (figg. 4.1 e 4.2).

Anche lungo questa sezione, come la precedente, i depositi alluvionali recenti (0,8 Ma – Attuale) risultano chiaramente deformati solo in prossimità del margine appenninico-padano, ad opera del sistema di thrust pedeappenninico.

4.3.3 – La cartografia della base del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (SERS)

Per la classificazione del grado di attività delle strutture tettoniche è fondamentale individuare riferimenti cronologici e stratigrafici validi a scala regionale.

Le superfici stratigrafiche più recenti meglio documentate a scala regionale sono la base del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (SERS o AES dei vari fogli CARG e di RER – ENI, Agip, 1998), datata circa 450.000 anni, la base del subsistema di Bazzano (AES6), datata circa 230.000-250.000 anni, e la base del subsistema di Vignola (AES7), datata circa 120.000÷130.000 anni (RER – ENI, Agip, 1998). Sono state quindi realizzate mappe della distribuzione delle isobate di tali superfici.

Tutte queste mappe forniscono importanti informazioni per la valutazione delle deformazioni più recenti nel sottosuolo della Pianura Padana ma quelle che meglio illustrano le relazioni tra strutture tettoniche sepolte e sedimentazione sono quelle relative alle basi di SERS e AES6 (figg. 4.38 e 4.39).

La profondità rappresentata nelle figure 4.38 e 4.39 è riferita al livello del mare ed è rappresentata attraverso classi di profondità, diversamente colorate, corrispondenti ad intervalli di 50 m. L'andamento delle superfici è molto simile: entrambe emergono in prossimità del margine di catena mentre immergono al di sotto della pianura padana, verso ENE nel settore costiero e verso NNE nei restanti settori, con geometrie variamente ondulate. In corrispondenza del delta padano si osserva il massimo approfondimento, ovvero -450 m per il SERS e circa -200 m per AES6, mentre in corrispondenza tra Novi di Modena e Mirandola e a nord-ovest di Ferrara si rilevano dei minimi relativi, compresi tra -50 e -100 m per SERS e tra -30 m e -60 m per AES6; un ulteriore minimo relativo, ma più approfondito, si osserva tra Malalbergo e Argenta. Nel settore centrale si riscontra, inoltre, una risalita di entrambe le superfici lungo l'allineamento Reggio-Emilia – Novi di Modena, trasversale al fronte appenninico.

Per la ricostruzione di queste superfici si è fatto uso di diverse fonti di informazione. Per quanto riguarda la base di SERS il dato di partenza sono state la tavola 1 di RER – ENI, Agip (1998) e la tavola 1 di RL - ENI (2002). Queste mappe sono state

aggiornate attraverso l'integrazione con i dati acquisiti per la realizzazione dei fogli CARG alla scala 1:50.000 della pianura emiliano-romagnola, quali sezioni geologiche ed isobate di superfici stratigrafiche sepolte.

In particolare, rispetto alla versione precedente della carta, sono state apportate modifiche nel settore occidentale, per il quale sono stati utilizzati anche parte dei risultati dello studio idrogeologico sul conoide Trebbia-Nure (Geoinvest – ASM, 2000) e nel settore orientale, in cui si sono state riviste, attraverso l'uso di un software di modellazione geologica tridimensionale, le correlazioni tra le sezioni geologiche del progetto CARG e altre sezioni geologiche disponibili nella banca dati regionale (cfr. sezioni di lavoro realizzate dal Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna nell'ambito dello studio idrogeologico dei conoidi appenninici e sezioni della tavola 2 dello studio "Risorse idriche sotterranee della provincia di Ferrara", Molinari et al., 2007) (fig. 4.40).

Per quanto riguarda la ricostruzione della base di AES6, i dati elaborati provengono principalmente dai fogli di pianura del progetto CARG, da altre sezioni geologiche disponibili nella banca dati regionale (si veda sopra) e da mappe delle isobate e grid presenti a scala locale mentre non sono state utilizzate le sezioni di RER – ENI, Agip (1998).

L'andamento di queste superfici stratigrafiche ben si accorda con la traccia dei principali elementi strutturali plio-quaternari sepolti. Tali superfici sono chiaramente deformate e seguono l'andamento delle sinclinali, delle anticlinali e dei thrust; è evidente un ispessimento della successione sedimentaria in corrispondenza delle zone di depressione

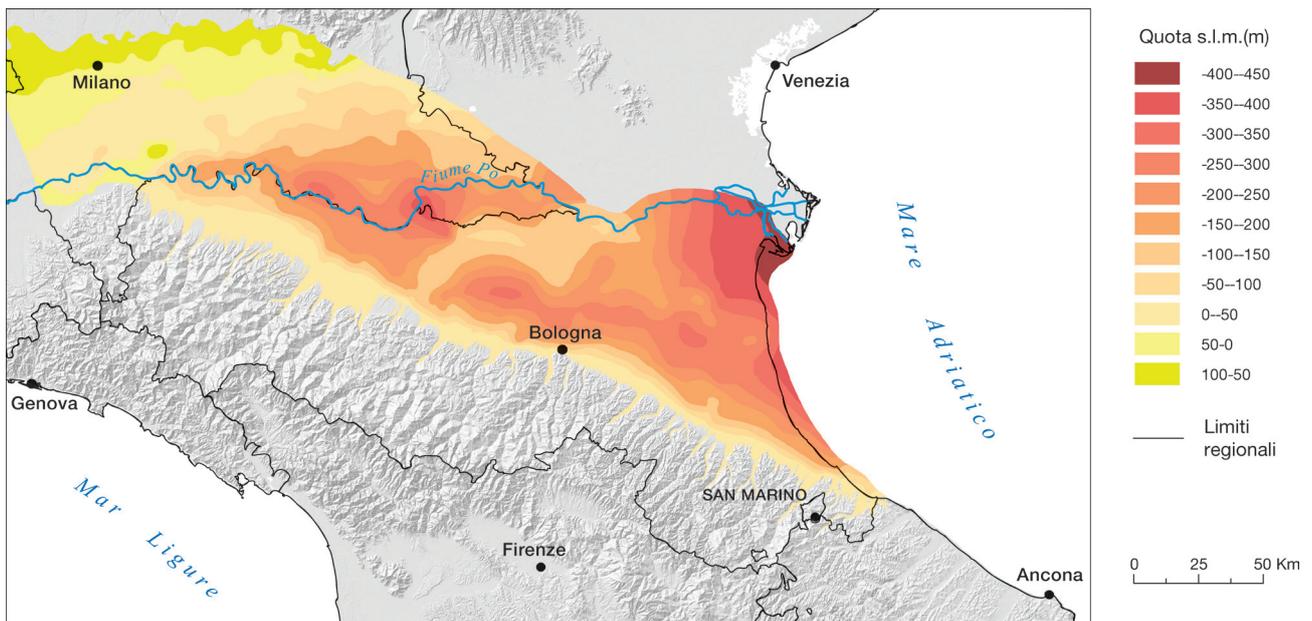


Figura 4.38: mappa (isobate s.l.m.) della base del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (0,45 Ma).

Figure 4.38: map (isobaths referred to the sea level) of the basal unconformity of the Upper Emilia-Romagna Synthem (0.45 My).

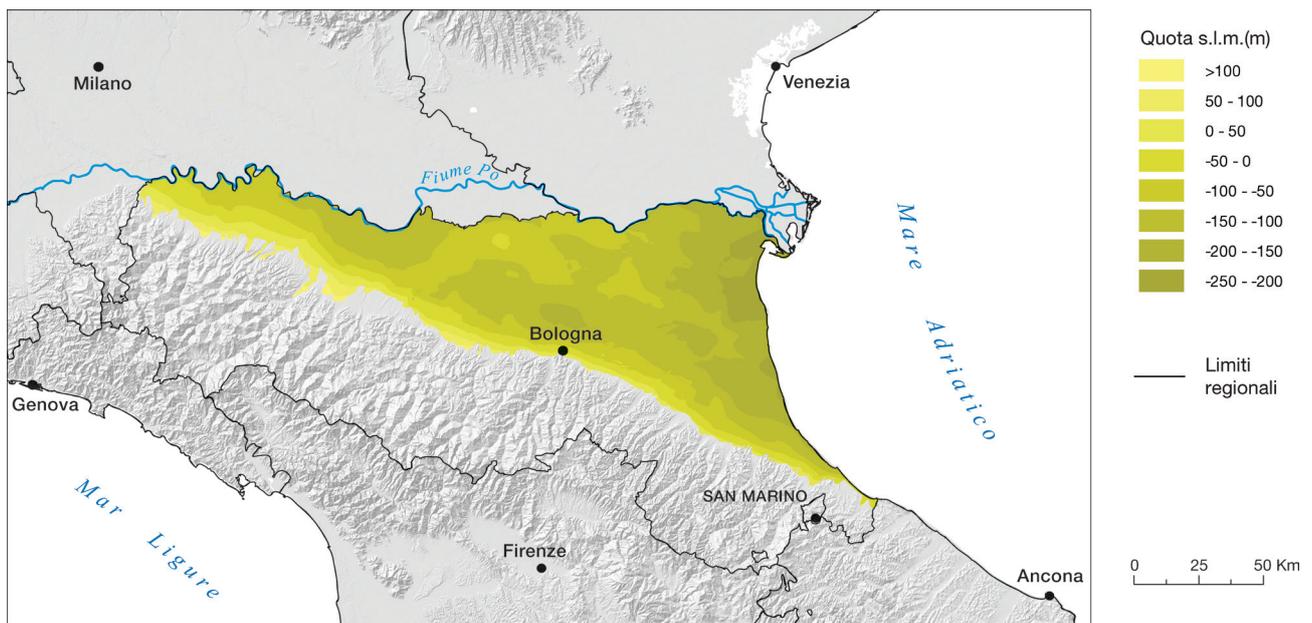


Figura 4.39: mappa delle isobate della base del subsistema di Bazzano (0,25-0,23 Ma).

Figure 4.39: map (isobaths referred to the sea level) of the basal unconformity of the Bazzano Subsynthem (0.25-0.23 My).

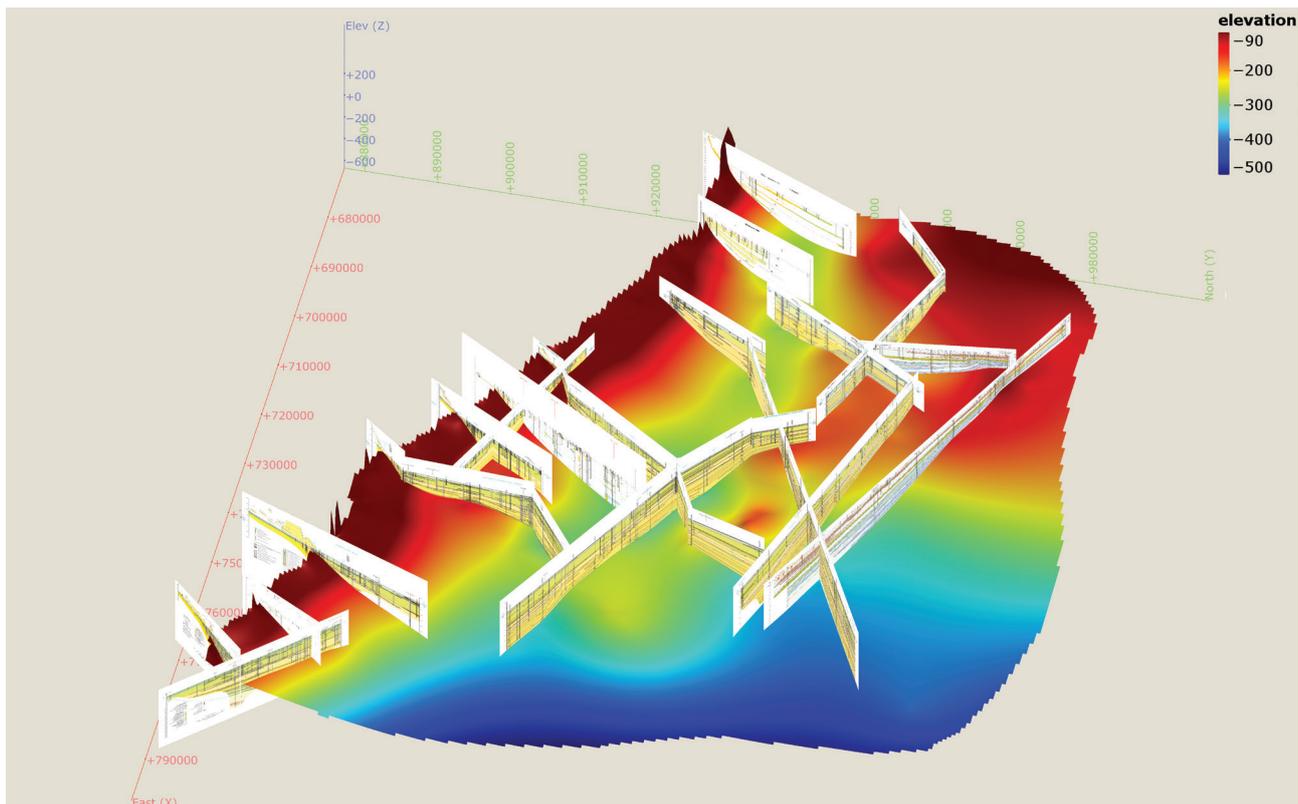


Figura 4.40: sezioni geologiche utilizzate per la ricostruzione 3D della base di SERS nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola orientale; notare le differenze di profondità di tale superficie che descrivono la geometria delle zone di alto (dorsali) e di basso (depocentri) strutturale.

Figure 4.40: geological cross-sections used for the 3D reconstruction of the SERS basal unconformity in the eastern Emilia-Romagna plain; notice the differences in depth of this surface describing the geometry of structural highs (ridges) and lows (depocenters).

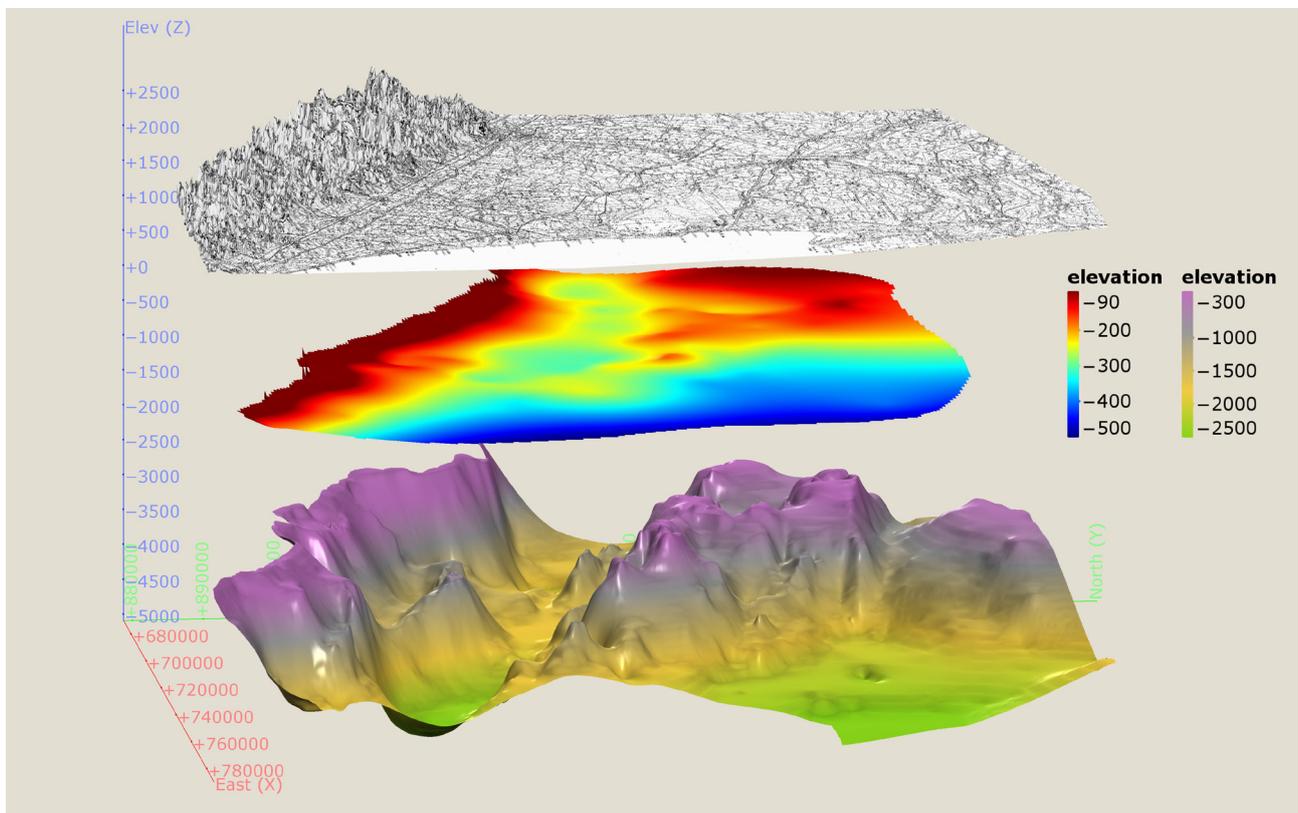


Figura 4.41: confronto tra la base di SERS e la base del Pleistocene; notare la stretta corrispondenza tra le zone di alto e di basso strutturale delle due superfici, strettamente condizionate dalle strutture profonde.

Figure 4.41: comparison between the base of SERS and the base of the Pleistocene sediments; notice the close correspondence between the zones of structural high and low of the two surfaces, which are strongly conditioned by the deep structures..

strutturale e un assottigliamento in corrispondenza delle zone di culminazione (fig. 4.41).

Queste geometrie sono attribuibili all'individuazione di aree caratterizzate da diversi tassi di subsidenza e chiaramente dipendenti dall'assetto strutturale più profondo, all'interno di un avampaese comunque in abbassamento e colmato via via dai sedimenti più recenti. Da un punto di vista stratigrafico le due superfici testimoniano due *unconformities* distinte poiché a scala regionale esse registrano una brusca progradazione dei sistemi deposizionali e un marcato riassetto paleogeografico che ha un carattere fortemente regressivo e può essere imputato ad una intensificazione dell'attività tettonica.

Poiché la cartografia della base di SERS è disponibile anche per la pianura lombarda (RL - ENI, 2003), tale superficie stratigrafica è stata assunta come riferimento per la rappresentazione cartografica del settore di pianura di questa carta.

4.4 – ALTRI DATI

4.4.1 – Le manifestazioni di idrocarburi e di acque calde in superficie

Quanto segue illustra e riassume le diverse segnalazioni di emissioni di idrocarburi, sorgenti di acque calde e fenomeni geologici "inusuali" segnalati in Emilia-Romagna.

Le segnalazioni derivano dai seguenti archivi:

- distribuzione delle manifestazioni di idrocarburi censite da Agip nella seconda metà degli anni '50 del secolo scorso (Mosca, 1983);
- segnalazioni di fenomeni geologici inusuali ricevute a seguito del sisma 2012, interessanti territorialmente quasi esclusivamente le aree colpite da questi terremoti (Bonzi et al., 2016);
- sorgenti termali tratte da RER - CNR (1982) e dai fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

I dati dei primi archivi sono stati di recente oggetto di una revisione (Bonzi et al., 2017), cui ci si riferirà costantemente nel prosieguo di questo testo.

Le segnalazioni dei fenomeni geologici inusuali raccolte nella zona del sisma 2012 sono raggruppabili in quattro categorie: fuoriuscite di gas da pozzi per acqua e/o dal terreno, presenza di fratture e/o sprofondamenti nel terreno, vulcanelli di fango e sabbia e riscaldamento improvviso della temperatura in pozzi per acqua. Di particolare interesse questa ultima categoria di fenomeni, con temperature delle acque di falda freatica che in un caso hanno superato i 50°C, a fronte di temperature che normalmente sono attorno ai 15°C (v. <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/cartografia/webgis-banchedati/piezometrie-qualita-acque-sotterranee>).

Aumenti anomali di temperatura negli strati superficiali del terreno sono stati di recente messi in relazione con reazioni biochimiche di tipo esotermico ad opera di batteri in grado di ossidare il metano (Capaccioni et al., 2015). Gli aumenti di temperatura delle acque di falda freatica potrebbero essere da mettere in relazione con la presenza di metano nell'acqua dei pozzi. In diversi casi tra quelli censiti il riscaldamento è invece dovuto certamente a malfunzionamento delle pompe nei pozzi.

Dal maggio 2012 al dicembre 2015 sono stati segnalati 52 fenomeni, con una frequenza temporale piuttosto costante. In sintesi, le segnalazioni di fenomeni geologici anomali non hanno mostrato nel loro complesso una correlazione temporale chiara con la sismicità registrata; potrebbero piuttosto essere legate al riassetto dell'ammasso roccioso a seguito delle forti scosse del 2012.

Le manifestazioni superficiali di idrocarburi in Emilia-Romagna descritte in Mosca (1983) sono state raccolte nei primi decenni del secolo scorso e sono state successivamente verificate con appositi rilievi di campo, nel periodo dal 1955 al 1959. Le segnalazioni sono relative a gas in pozzi artesiani, emanazioni superficiali di gas, tracce di olio e bitume e gas all'interno di salse.

Nelle zone appenniniche le manifestazioni riguardano gas superficiale, tracce di olio e/o bitume, presenza di gas all'interno di salse e sono distribuite in modo abbastanza vario.

In pianura le segnalazioni sono relative ad emissioni di gas (metano, spesso quasi puro) da pozzi artesiani, generalmente profondi alcune decine di metri, e/o a fuoriuscite di gas dal terreno o da fossi e canali. In pianura le manifestazioni interessano quasi esclusivamente le provincie di Reggio-Emilia, Modena, Ferrara e Ravenna, dove sono in gran parte posizionati anche i fenomeni geologici anomali censiti dopo il sisma 2012.

Si osservi che le segnalazioni riportate in Mosca (1983) risalgono ai primi decenni del secolo scorso, ovvero in un periodo precedente all'epoca industriale; esse sono pertanto da considerarsi l'esito di fenomeni di naturali e non sono quindi da mettere in relazione con le attività di ricerca o di sfruttamento di idrocarburi del sottosuolo.

Gran parte delle segnalazioni presenti nei due archivi menzionati è posizionata in aree in cui sono presenti nel sottosuolo importanti strutture tettoniche considerate attive (fig. 4.42). Pare dunque verosimile che queste strutture possano avere veicolato verso la superficie gli idrocarburi presenti nel sottosuolo.

Per quel che riguarda la pianura non bisogna però dimenticare che la risalita di idrocarburi verso la superficie può anche essere causata semplicemente dalla presenza di terreni sciolti, caratterizzati da una permeabilità sufficientemente alta da permettere la fuoriuscita di idrocarburi presenti nel sottosuolo a diversi livelli stratigrafici. Inoltre, va tenuto presente che non necessariamente le emissioni di idrocarburi in pianura sono da mettere in relazione con risalite da orizzonti profondi; infatti, nel sottosuolo padano sono presenti a varie profondità, anche di poche decine di metri, sia orizzonti di materiale organico e torboso che possono costituire la fonte di origine di idrocarburi sia orizzonti e lenti di sabbie in cui gli idrocarburi si possono accumulare.

Infine, in carta sono state riportate anche le ubicazioni delle sorgenti calde in quanto, essendo assenti nel sottosuolo di tutto il settore di studio intrusioni magmatiche, le anomalie termiche sono senz'altro dovute a circolazione profonda e la risalita è sicuramente veicolata da faglie.

4.4.2 - I movimenti del suolo in pianura

Una delle principali criticità che interessano la pianura emiliano-romagnola è la subsidenza. Gli effetti negativi prodotti dall'elevata velocità di abbassamento del suolo riguardano principalmente l'aggravarsi dell'erosione costiera e la perdita di

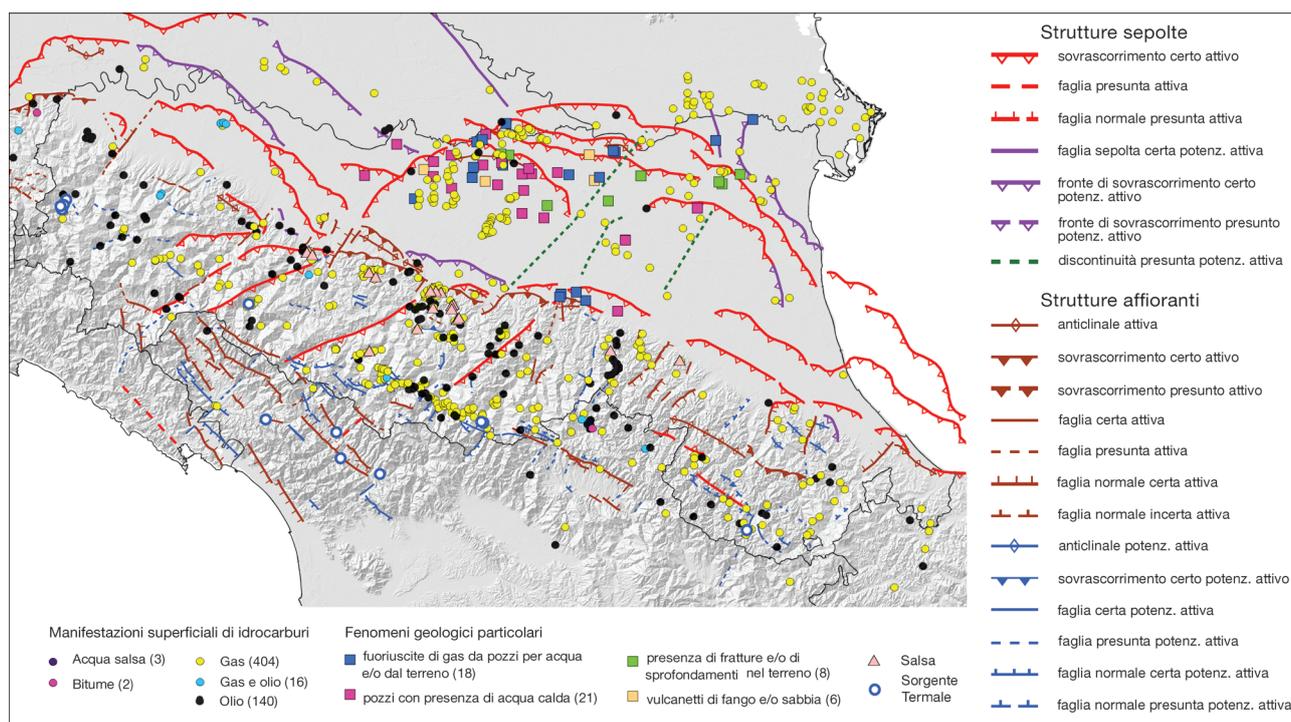


Figura 4.42: mappa di confronto delle emissioni naturali di idrocarburi (da Mosca, 1983), fenomeni geologici inusuali segnalati nel territorio regionale successivamente al sisma 2012, sorgenti termali, salse e principali strutture tettoniche attive.

Figure 4.42: map comparing the natural hydrocarbon emissions (Mosca, 1983), unusual geological phenomena reported in the Emilia-Romagna after the 2012 earthquake, hot springs and mud volcanoes with the main active tectonic structures.

efficienza del reticolo idrografico scolante della pianura. Tali fenomeni sono stati fronteggiati dalle amministrazioni locali in vari modi, sempre con necessità di ingente impegno economico.

La Regione Emilia-Romagna per la valutazione dell'entità di questo fenomeno ha realizzato, attraverso l'Agenzia Regionale per la Prevenzione, l'Ambiente e l'Energia (ARPAE), quattro elaborati cartografici, l'ultimo dei quali illustra l'abbassamento del suolo tramite curve isocinetiche, ovvero linee che rappresentano la velocità di subsidenza media nel periodo dal 2006 al 2011 (ARPA, 2012). Grazie al progredire delle tecniche dell'analisi interferometrica questa carta dispone di una base dati più accurata ed ampia rispetto alle precedenti, rispetto alle quali è quindi più dettagliata.

È noto che la subsidenza è dovuta sia a cause naturali che a cause antropiche. La subsidenza naturale è a sua volta la somma di diverse componenti: tettonica, consolidazione dei sedimenti (a sua volta funzione della tipologia del sedimento), rimbalzo isostatico a seguito della deglaciazione (Carminati et al., 2003); la subsidenza antropica è principalmente dovuta al prelievo di fluidi dal sottosuolo (acqua ed idrocarburi, Teatini et al., 2005).

La velocità di subsidenza naturale nella pianura emiliano-romagnola è stata oggetto di diversi approfondimenti: essa è massima nella zona del delta padano, dove è dell'ordine di 4 mm/a, mentre rimane attorno a 2 mm/a in ampie parti della pianura emiliano-romagnola (Arca e Beretta, 1985, Carminati e Di Donato, 1999; Cenni et al., 2013). È pertanto verosimile, in prima approssimazione, che a scala regionale, ad eccezione della zona del delta padano, le aree in cui i valori della velocità di subsidenza sono inferiori ai 2 mm/a siano caratterizzate solamente da subsidenza naturale; d'altro canto la subsidenza antropica dovrebbe essere concentrata prevalentemente nelle zone con velocità di subsidenza maggiore di 2 mm/a.

Nelle aree in cui la subsidenza non è influenzata da una significativa componente antropica (quindi, come detto, le aree con valori inferiori ai 2 mm/a, o in sollevamento) il suo andamento dipende dai movimenti tettonici in atto, dal consolidamento dei terreni e dalla deglaciazione.

Gli andamenti della subsidenza riportati nella carta prodotta da ARPA per il periodo 2006-2011 sono stati raggruppati in aree caratterizzate da sollevamento, da subsidenza molto bassa, ovvero fino a 2,5 mm/a, e da subsidenza maggiore di 2,5 mm/a (nella mappa realizzata da ARPAE l'isocinetica di subsidenza corrispondente a 2 mm/a non è stata cartografata, si è quindi scelto di rappresentare come significativa per gli scopi del presente lavoro l'isocinetica 2,5 mm/a). Alla carta così derivata sono state sovrapposte le principali strutture attive della pianura riprese dalla carta sismotettonica qui proposta; il risultato è illustrato in figura 4.43, nella quale la distribuzione dei tassi di subsidenza è stata opportunamente semplificata per motivi di scala di rappresentazione.

Si osservi che alcuni segmenti di tali strutture sono localizzati in corrispondenza di variazioni delle velocità di abbassamento del suolo.

Alcune faglie mettono a contatto porzioni a subsidenza minore di 2,5 mm/a con porzioni di territorio stabili o in sollevamento. Per quanto sopra riportato, è verosimile che questa coincidenza confermi l'effettiva attività di queste strutture, dato che gli altri elementi che influenzano la subsidenza naturale non paiono subire variazioni significative in questi settori.

Altre faglie mettono a contatto porzioni a subsidenza maggiore di 2,5 mm/a con porzioni a subsidenza minore di 2,5 mm/a (o stabili o in sollevamento). In questo caso la diversa velocità di subsidenza potrebbe essere dovuta a fattori antropici; tuttavia, è anche possibile, data la coincidenza con strutture considerate attive, che anche in questo caso questa coincidenza possa

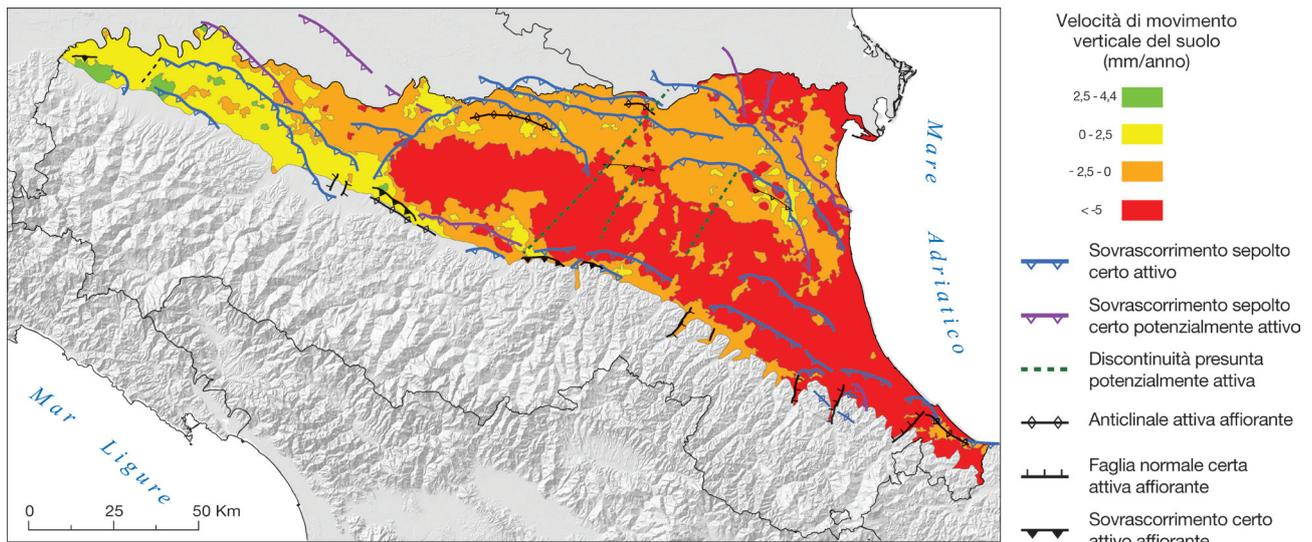


Figura 4.43: mappa di confronto tra le velocità di movimento verticale del suolo per il periodo 2006-2011 (ARPA, 2012) e le principali strutture tettoniche attive riconosciute.
 Figure 4.43: map comparing the rate of the soil vertical movement in the period 2006-2011 (ARPA, 2012) with the recognized main active tectonic structures.

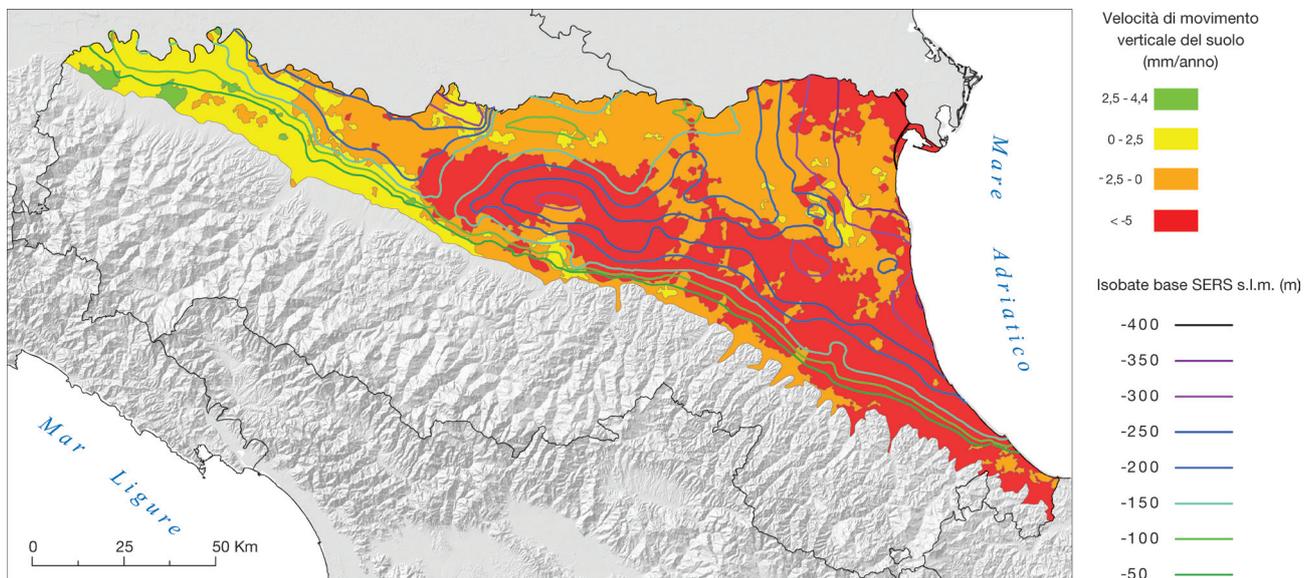


Figura 4.44: mappa di confronto tra le velocità di movimento verticale del suolo per il periodo 2006-2011 (ARPA, 2012) e la geometria della base di SERS.
 Figure 4.44: map comparing the rate of the soil vertical movement in the period 2006-2011 (ARPA, 2012) with the geometry of the SERS basal unconformity.

confermare l'attività di questi segmenti di faglie.

Va inoltre ribadito quanto già osservato in precedenza in merito alla sostanziale coincidenza, a scala regionale, tra le zone più o meno subsidenti e le aree di pianura dove sono posizionate le principali sinclinali ed anticlinali (Boccaletti et al., 2004). Sebbene le aree più subsidenti siano certamente soggette ad una rilevante subsidenza antropica (esempio la pianura bolognese), va comunque notata questa coincidenza: si osservi ad esempio che l'ampia sinclinale che si sviluppa a valle delle strutture attive della dorsale ferrarese, dalla pianura reggiana sino alla costa ravennate, coincide con le zone più subsidenti della pianura (fig. 4.44). Allo stesso tempo le aree caratterizzate da sollevamento o subsidenza molto bassa si posizionano in corrispondenza di strutture attive, come succede lungo l'arco delle pieghe ferraresi e nella pianura parmense e piacentina.

Si consideri che in questi casi, oltre all'attività delle strutture tettoniche, i diversi tassi di subsidenza sono verosimilmente influenzati anche dalla diversa tipologia dei terreni che compongono la successione alluvionale che, per loro natura, sono più o meno soggetti a compattazione nelle zone rispettivamente più o meno subsidenti. L'area piacentina e parmense è infatti ricca in sedimenti ghiaiosi poco compressibili, mentre la zona di sinclinale dalla pianura reggiana alla costa ravennate è caratterizzata da alternanze in cui predominano i sedimenti fini decisamente più comprimibili (Severi e Bonzi, 2015).

5 - CONSIDERAZIONI FINALI

Le parti più superficiali della successione quaternaria sono caratterizzate da una notevole variabilità geometrica e da una distribuzione delle facies che testimoniano, a scala regionale, una stretta relazione tra sedimentazione, subsidenza e assetto strutturale. Le *unconformities* basali di SERS e AES6 (par. 4.3.1) registrano le fasi più recenti di attività tettonica alla scala del bacino. Tra queste due superfici quella più diffusa e meglio documentata alla scala dell'intero territorio d'interesse è la discontinuità basale di SERS (RER - ENI, Agip, 1998; RL - ENI, 2003); è questa quindi la superficie stratigrafica assunta come *marker* per classificare le strutture attive in questa carta.

Alla base di SERS è stata attribuita un'età di circa 450.000 anni (RER - ENI, Agip, 1998; RL - ENI, 2003).

Nella zona assiale della catena, lungo il margine appenninico-padano e in alcune zone della pianura sono stati effettuati specifici approfondimenti, ricorrendo caso per caso a metodologie appropriate, per mettere in luce evidenze superficiali dell'attività recente delle strutture tettoniche.

Le faglie e le pieghe rappresentate in questa carta come attive sono quindi quelle che mostrano almeno una delle seguenti caratteristiche: evidenze di attività negli ultimi 450.000 anni, evidenze morfo-strutturali (faccette triangolari, alterazioni del reticolo idrografico, ecc.), eventi sismici associabili.

Le strutture attive e potenzialmente attive sono state suddivise in:

- **affioranti**, ovvero che hanno deformato la superficie topografica o, in pianura, hanno deformato la parte più superficiale del sottosuolo, vale a dire fino a profondità inferiori di 100 m dal piano campagna;
- **sepolte**, ovvero che mostrano evidenze di attività recenti o in atto (es. associazione con eventi sismici) ma a carico di orizzonti stratigrafici profondi almeno alcune centinaia di metri e non arrivano a deformare i livelli superficiali del sottosuolo (≥ 100 m da p.c.).

Le faglie attive rappresentate in questa carta non vanno quindi confuse con le faglie attive e capaci considerate elemento di instabilità nelle analisi di pericolosità sismica locale e oggetto di microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008; Commissione Tecnica per la microzonazione sismica, 2015). Le informazioni contenute in questa carta forniscono comunque indicazioni su quali parti del territorio dell'Emilia-Romagna possono essere interessate da faglie attive e capaci *sensu* ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008).

In figura 5.1 è rappresentata una mappa di sintesi delle principali strutture attive e potenzialmente attive riconosciute

Per l'individuazione delle strutture sismogenetiche è di particolare interesse l'analisi della distribuzione degli ipocentri dei terremoti nel sottosuolo. Sono state perciò realizzate sezioni trasversali, dalla costa ligure-toscana alla pianura lombardo-veneta e dalla Toscana meridionale all'Adriatico, e longitudinali alla catena, dal Piemonte alle Marche e dalla Lombardia all'Adriatico, lungo le quali sono stati proiettati gli ipocentri dei terremoti ricadenti in un intorno di 10 km (fig. 4.2).

Nonostante che per la determinazione corretta della profondità ipocentrale siano necessari approfondimenti specifici, che non sempre vengono effettuati, dal confronto delle figure 4.1 e 4.2 si possono comunque trarre alcune prime interessanti indicazioni.

In generale, nell'area di studio la sismicità si presenta per lo più superficiale, con profondità ipocentrali generalmente comprese tra 5 e 15 km; terremoti a maggiore profondità, tra 15 e 35 km, si concentrano nel versante emiliano-romagnolo della catena e, in minor misura, nell'area padano-adriatica. I terremoti ancora più profondi, oltre 35 km, fino a circa 75 km, sembrano concentrarsi invece nella zona di catena. Tale sismicità profonda, che si approfondisce gradualmente verso SW, può essere connessa con la subduzione continentale attiva della litosfera Adriatica (e.g.,v. ad es. Doglioni, 1991; Chiarabba

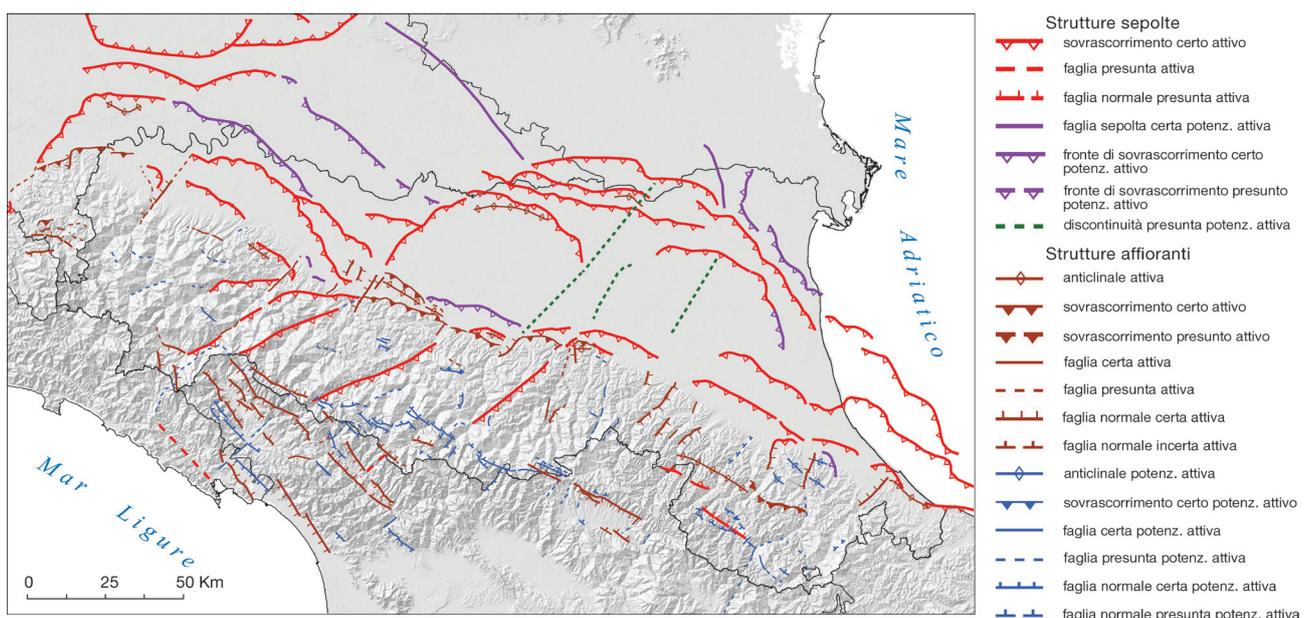


Figura 5.1: mappa di sintesi delle strutture tettoniche attive e potenzialmente attive riconosciute.

Figure 5.1: synthesis map of the recognized active and potentially active tectonic structures.

et al., 2005, 2014).

I dati disponibili sulla profondità della MOHO in Appennino settentrionale e in Pianura Padana (Cassinis et al., 2003; Piana Agostinetti e Amato 2009; Di Stefano et al., 2009 e 2011; Mele et al., 2013) suggeriscono che i terremoti a profondità maggiori di 30÷35 km in catena e di 35÷40 km in Pianura Padana sono probabilmente localizzati nella parte superiore del mantello.

Dall'analisi delle profondità dei terremoti per i quali sono stati calcolati soluzioni focali si evince che i meccanismi di tipo estensionale sono frequenti soprattutto nei primi 15÷20 km della zona assiale della catena e del versante ligure-toscano mentre i meccanismi inversi sono più frequenti nel settore padano-adriatico; in catena i meccanismi di tipo compressivo sono localizzati per lo più a profondità maggiori di 20 km; i meccanismi di tipo trascorrente sembrano più frequenti nella parte occidentale dell'area di studio dove sono stati localizzati anche a profondità elevate.

Dalle sezioni riportate in figura 4.2 è evidente anche una concentrazione degli ipocentri dei terremoti strumentali che definiscono un'ampia fascia, la quale, dalla zona padano-adriatica, immerge verso sud-ovest, mentre nel versante tirrenico i terremoti sembrano meno concentrati. In alcuni casi queste fasce sembrano essere la prosecuzione in profondità delle strutture attive riconosciute nei primi 10÷15 km (fig. 4.2); tali fasce potrebbero quindi identificare zone di faglia profonde attive e sismogenetiche.

Nel versante ligure-toscano alcuni autori hanno messo in relazione la sismicità profonda con un sistema attivo, estensionale e a basso angolo immergente a NE (*Etrurian Fault System* di Boncio et al., 2000; v. anche Chiaraluce et al., 2007 ed Eva et al., 2014), le cui relazioni con i sistemi di thrust attivi esterni rimangono tuttavia non ancora ben definiti.

Di seguito sono riassunte le principali caratteristiche delle strutture e associazioni di strutture riconosciute attive o potenzialmente attive e cartografate in questa nuova edizione della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna.

Per quanto riguarda la rappresentazione in carta delle strutture attive o potenzialmente attive del sottosuolo padano-adriatico, per chiarezza di illustrazione si è scelto di rappresentare tali strutture in forma sintetica; sono state perciò rappresentate le proiezioni in superficie dei fronti principali, per lo più derivate (con locali modifiche) dalle mappe di Pieri e Groppi (1981), CNR (1992) e Rogledi (2013); è importante ricordare che in tali mappe sono rappresentate le proiezioni in superficie delle intersezioni delle strutture tettoniche con la base dei depositi pliocenici.

Assetto strutturale e faglie sono rappresentati con maggiore dettaglio nei profili geologici a corredo della carta, in gran parte realizzati ex-novo grazie a nuove interpretazioni di linee sismiche; le strutture tettoniche rappresentate nei profili geologici sono perciò in numero maggiore e talora non perfettamente coincidenti con le tracce rappresentate in carta.

Le Pieghe Emiliane

Tutti i fronti principali indicati da Pieri e Groppi (1981) sono considerati attivi da ISPRA-SGI (2010), mentre Boccaletti et al. (2004), il cui studio riguarda il solo territorio regionale, indicano attivi alcuni tratti dei fronti più meridionali.

Il catalogo DISS 3.2 individua le sorgenti sismogenetiche composite ITCS044 Portalbera-Cremona e ITCS112 Piadena, ritenute capaci di generare terremoti di magnitudo almeno pari a 5.5, con meccanismi di thrust, a profondità comprese tra 2 e 7 km, e ITCS009 Busseto-Cavriago, ritenuta capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.6, con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 8 km.

In questa carta sono considerati attivi i seguenti tratti delle Pieghe Emiliane:

- il fronte di accavallamento sub affiorante di S. Angelo Lodigiano – Casalpusterlengo, che determina l'anticlinale affiorante di S. Colombano ed evidenti alterazioni del reticolo idrografico; verso sud-ovest, nell'oltrepò pavese, questo fronte, si raccorda con il thrust pedeappenninico nella zona di Casteggio; la prosecuzione verso sud-est da Castiglione d'Adda a S. Secondo Parmense è considerata potenzialmente attiva;
- il fronte più settentrionale, in accavallamento sui fronti sudalpini, che, verso sud-est, prosegue nella struttura profonda di Piadena, considerata potenzialmente attiva;
- i thrust interni compresi tra Piacenza e la valle dell'Enza; questi fronti sembrano limitati a ovest dalla struttura trasversale della val Trebbia e a est dalla struttura trasversale della val d'Enza e dal fronte occidentale delle Pieghe Ferraresi.

L'interpretazione delle linee sismiche disponibili (v. sezz. A-A' e B-B' in carta) indica che i thrust delle Pieghe Emiliane si approfondiscono verso sud fino a profondità di almeno 14÷15 km, coinvolgendo sicuramente la successione carbonatica mesozoica e la successione permo-triassica. Fantoni e Franciosi (2010) indicano che poco a nord del margine appenninico il thrust basale delle Pieghe Emiliane si approfondisce e prosegue nel basamento.

I dati sismologici strumentali confermano una concentrazione degli ipocentri nei primi 8÷10 km; verso sud-est sono presenti meccanismi focali indicativi di movimenti compressivi con componente trascorrente, alcuni dei quali a profondità di circa 20 km (fig. 4.2).

Le Pieghe Ferraresi

Come per le Pieghe Emiliane ISPRA-SGI (2010) considera attivi tutti i fronti principali indicati da Pieri e Groppi (1981), mentre Boccaletti et al. (2004) indicano come attivi solo alcuni tratti.

Il catalogo DISS 3.2 individua, da ovest a est, le seguenti sorgenti sismogenetiche composite: ITCS049 Campegine-Correggio, considerata capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.5 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 3 e 10 km; la ITCS051 Carpi-Poggio Renatico, considerata capace di generare terremoti di elevata magnitudo, fino a 6.0, con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 10 km; la ITCS103 Finale Emilia-Mirabello, considerata capace di generare i terremoti più forti della pianura emiliana, fino a magnitudo pari a 6.1, con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 3,5 e 10 km; la ITCS050 Poggio-Rusco-Migliarino, considerata capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.5, con meccanismi di thrust a profondità compresa tra 1 e 8 km; la ITCS012 Malalbergo-Ravenna, prosecuzione verso sud-est della ITCS 051 e come questa considerata capace di generare terremoti di magnitudo pari a 6.0, con meccanismi di thrust, ad una profondità compresa tra 2 e 10 km.

La sequenza sismica di maggio-giugno 2012 e l'evento del 17/7/2011 hanno dimostrato che tutti i fronti principali del

settore centrale delle Pieghe Ferraresi, localizzati nella bassa modenese, nell'oltrepo mantovano, nel polesine e nella zona occidentale del ferrarese, vale a dire a ovest dell'allineamento Pieve di Cento – Ferrara, sono attivi.

I dati sismologici, storici e strumentali, ed evidenze stratigrafiche indicano che anche i fronti occidentali, localizzati nella pianura reggiana tra Cavriago e Rolo, sono attivi; le soluzioni focali indicano che i meccanismi di fagliazione in questo settore sono caratterizzati anche da una significativa componente trascorrente.

I fronti orientali non presentano evidenze stratigrafiche marcate come quelle dei fronti centro-occidentali (v. figg. 4.40 e 4.41) ma la distribuzione della sismicità, soprattutto quella storica, indica che anche i fronti tra Ferrara e Ravenna sono attivi.

L'interpretazione delle linee sismiche disponibili (v. sez. C-C', D-D' e F-F' in carta) mostra che i thrust delle Pieghe Ferraresi si approfondiscono verso sud fino a profondità di almeno 12 km, coinvolgendo anche il basamento metamorfico, come già sostenuto da vari Autori (ad es. da Argnani et al., 2003; Boccaletti et al., 2004; Boccaletti et al., 2005; Fantoni e Franciosi, 2010).

I dati sismologici strumentali indicano, nei settori occidentale e centrale, una distribuzione degli ipocentri diffusa nei primi 15 km, con una concentrazione a profondità comprese tra 5 e 10 km, mentre per il settore centro-orientale indicano rotture anche a profondità maggiori (fig. 4.2).

Le Pieghe Romagnole

Anche in questo caso, ISPRA-SGI (2010) considera attivi tutti i fronti principali indicati da Pieri e Groppi (1981), mentre Boccaletti et al. (2004) non individuano strutture attive riferibili a questo insieme di strutture sepolte.

Il catalogo DISS 3.2 individua le sorgenti sismogenetiche composite ITCS109 Fusignano-Villanova e ITCS011 Ascensione-Arnaia, entrambe considerate capaci di generare terremoti di magnitudo pari a 6.0 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 10 km.

In questa carta è indicato come attivo il fronte a est del Santerno tra Massa Lombarda e Russi che, verso sud-est, si raccorda con uno dei fronti delle Pieghe Adriatiche che da Cervia prosegue nel mar Adriatico.

L'interpretazione delle linee sismiche disponibili (v. sez. F-F' in carta) indica che il fronte delle Pieghe Romagnole in questo settore si approfondisce verso sud fino a profondità di almeno 8÷10 km, coinvolgendo sicuramente la successione carbonatica mesozoica e la successione permo-triassica.

I dati sismologici strumentali indicano nella bassa Romagna una distribuzione degli ipocentri nei primi 15 km mentre nella zona del margine sono presenti eventi anche a profondità maggiori; ciò permette di ipotizzare che i fronti delle Pieghe Romagnole verso sud si approfondiscano fino a coinvolgere il basamento, come già indicato da Fantoni e Franciosi (2010).

Le Pieghe Adriatiche

Definite anch'esse da Pieri e Groppi (1981), come per le precedenti strutture padane sepolte ISPRA-SGI (2010) considera attivi tutti i fronti principali di questo insieme, mentre Boccaletti et al. (2004) indicano attivo solo il fronte profondo che da Cervia prosegue verso sud-est in Adriatico.

Il catalogo DISS 3.2 indica queste strutture come i tratti settentrionali dei fronti esterni dell'Appennino umbro-marchigiano e individua, in questo settore, la sorgente sismogenetiche composita ITCS030 Riminese offshore, considerata capace di generare terremoti di magnitudo pari a 6.1 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 3 e 7 km.

In questa carta sono considerati attivi i principali fronti antistanti la costa romagnola e il fronte più interno che dalla foce del Savio e da Cervia prosegue verso sud-est parallelamente alla costa.

L'interpretazione delle linee sismiche disponibili (v. sez. G-G' in carta) indica che i thrust delle Pieghe Adriatiche si approfondiscono verso sud-ovest fino a profondità di almeno 14 km, coinvolgendo anche il basamento, come già indicato da Fantoni e Franciosi (2010).

I dati sismologici strumentali indicano che nell'Adriatico antistante la costa romagnola e nel Montefeltro prevalgono i terremoti a profondità maggiori di 8÷10 km (fig. 4.2).

Il thrust pedeappenninico

Questo insieme di strutture, più o meno coincidente con il Pedeappenninic Thrust Front di Boccaletti et al. (1985), è indicato attivo da ISPRA-SGI (2010) nei tratti compresi tra Voghera e Stradella e tra Salsomaggiore e Imola; Boccaletti et al. (2004), che trattano solo il territorio regionale, considerano attivo il tratto compreso tra Salsomaggiore e Castel S. Pietro Terme.

Anche il DISS 3.2 indica per il fronte pedeappenninico sorgenti sismogenetiche composite relative ad alcuni tratti: la ITCS018 Rivanazzano-Stradella, capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.5 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 8 km; la ITCS045 S. Giorgio Piacentino-Fornovo di Taro, capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.5 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 10 km; la ITCS046 Langhirano-Sassuolo, capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.9 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 8 km; la ITCS047, Castelvetro di Modena-Castel S. Pietro Terme capace di generare terremoti di magnitudo pari a 6.0 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 8 km; la ITCS001 Castel S. Pietro Terme-Meldola, capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.8 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 8 km; la ITCS039 Riminese onshore, considerata capace di generare terremoti di magnitudo pari a 5.9 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 2 e 10 km e la ITCS032 Pesaro-Senigallia, considerata capace di generare terremoti di magnitudo pari a 6.1 con meccanismi di thrust ad una profondità compresa tra 3 e 7,5 km.

Questo studio invece considera tutto il tratto di margine appenninico-padano studiato più o meno attivo, differenziando settori limitati da strutture trasversali, anch'esse considerate attive.

Nel settore occidentale è stato individuato come attivo e affiorante il thrust pedeappenninico tra Voghera e Stradella, dislocato da strutture trasversali minori, con rigetto sinistro. Fantoni e Franciosi indicano che il thrust si approfondisce verso SW fino a profondità maggiori di 10 km, coinvolgendo il basamento.

Tra Stradella e la val Trebbia il fronte attivo sembra più esterno. In questo tratto i dati di sottosuolo indicano che la struttura che guida la deformazione del margine è il thrust basale delle Pieghe Emiliane, individuato a profondità dell'ordine di 13÷15 km.

Anche nel settore tra le valli del Trebbia e dello Stirone il fronte attivo sembra essere più esterno del margine morfologico, coincidente con uno dei thrust interni delle Pieghe Emiliane.

Tra le valli dello Stirone e del Taro il fronte attivo indicato è quello in corrispondenza del margine che determina l'anticlinale, e finestra tettonica, di Salsomaggiore.

Tra le valli de Taro e dell'Enza la continuità del fronte pedeappenninico è interrotta da strutture trasversali.

Da notare che ad ovest della val d'Enza molte soluzioni focali indicano meccanismi di tipo trascorrente, sia in pianura che in catena.

Tra le valli dell'Enza (Appennino reggiano) e del Sillaro (Appennino bolognese) il fronte pedeappenninico, sebbene dislocato da varie strutture trasversali, presenta chiare evidenze di attività recente lungo tutto questo tratto. I livelli di scollamento sono stati individuati soprattutto nella scaglia eo-oligocenica (v. sezz. B-B', C-C' e D-D' in carta), base dei depositi di avanfossa miocenici, e nella successione permo-triassica, base della successione carbonatica mesozoica. Fantoni e Franciosi (2010) indicano che anche in questo settore il thrust pedeappenninico si approfondisce fino a coinvolgere il basamento; in accordo con questa interpretazione la profondità, talora maggiore di 20 km, e i meccanismi focali compressivi di diversi terremoti recenti del basso e medio Appennino reggiano e modenese.

A est di Bologna le evidenze di attività del thrust pedeappenninico lungo il margine diminuiscono e le strutture più attive sembrano essere i thrust più esterni. Inoltre, è possibile che in questo tratto l'attività del fronte pedeappenninico si stia sviluppando anche lungo le superfici di back-thrust riconosciute, grazie soprattutto all'interpretazione dei dati di sottosuolo, al tetto del thrust frontale. In accordo con i retroscorrimenti sono l'anticlinale, che sta deformando la Formazione della Marnoso-Arenacea esterna e le strutture del basso Appennino romagnolo, tra Modigliana e Predappio e le anticlinali che caratterizzano il basso Appennino cesenate tra le valli del Bidente e del Rubicone. Infine, è interessante notare che nel basso Appennino romagnolo il tetto del basamento è relativamente poco profondo, meno di 10 km, e risulta chiaramente coinvolto dal thrust pedeappenninico.

L'interpretazione delle linee sismiche (sezz. F-F' e G-G' in carta) ha permesso anche di riconoscere l'elevata profondità del thrust pedeappenninico che in corrispondenza del basso Appennino romagnolo raggiunge i 14 km (cfr anche sez. 5 di Fantoni e Franciosi, 2010). Importante elemento di conferma di questa interpretazione è la profondità dei terremoti che hanno fornito meccanismi focali compressivi e trascorrenti che nel basso e medio Appennino romagnolo supera i 15 km (fig. 4.2).

Le faglie estensionali della zona assiale

La zona assiale della catena, vale a dire l'alto Appennino emiliano-romagnolo, il crinale tosco-emiliano e tosco-romagnolo e la zona dei bacini toscani intermontani, è caratterizzata dalla presenza di faglie prevalentemente normali parallele all'asse della catena, localmente interrotte o dislocate da faglie trasversali.

Nella zona occidentale, lungo il crinale tosco-emiliano, le faglie più importanti sono quelle che bordano a sud-ovest e a nord-est i bacini intermontani della Lunigiana (v. sez. B-B') e della Garfagnana. Tutte queste strutture presentano chiare evidenze in superficie e sono correlabili con i maggiori eventi sismici che hanno interessato questi bacini. Si tratta di faglie normali pressoché pure, con inclinazione, in genere, almeno di 60° e immersione verso NE, quelle che bordano i lati sud-ovest, e verso SW, quelle che bordano i lati nord-est (Bonini et al., 2016; v. anche "Appendix A. Supplementary data"). Altre faglie normali importanti sono quelle del versante emiliano del crinale appenninico tra il M. Orsaro e l'Alpe di Succiso, anch'esse orientate WNW-ESE e immergenti verso NNE. Anche l'alto Appennino emiliano tra la val Secchia e la valle del Reno è caratterizzato da una deformazione recente prevalentemente estensionale, con faglie normali prevalentemente immergenti verso NNE considerate attive tra il Passo delle Radici e S. Anna Pelago, tra Pievepelago e il M. Cimone e a sud di Castiglion de' Pepoli e sistemi di faglie considerate potenzialmente attive tra il passo del Cerreto e Rio Lunato, tra il M. Modino e il M. Cervarola, tra Lizzano in Belvedere e Suviana.

In questo tratto della catena gli ipocentri dei terremoti che hanno fornito meccanismi focali estensionali, in particolare nel settore più interno (Toscana), sono localizzati anche a profondità maggiori di 15 km.

Nella zona orientale, lungo il crinale tosco-romagnolo, le faglie recenti più evidenti (v. sez. E-E') sono quelle normali pure, con immersione verso SSW, che bordano il lato settentrionale del Mugello ("sistema di Ronta" *Auctt.*). Il sistema di faglie estensionali attive che caratterizza l'alto Appennino bolognese tra Montepiano e l'anticlinale di Castiglion de' Pepoli sembra essere la prosecuzione verso WNW del "sistema di Ronta".

Nell'Appennino romagnolo faglie normali attive e potenzialmente attive sono state riconosciute tra Portico di Romagna e S. Piero in Bagno. Le registrazioni dei terremoti recenti di questo settore indicano che gli eventi meno profondi, generalmente localizzati nei primi 8÷10 km, sono praticamente estensionali puri e ben correlabili con l'attività di faglie normali orientate ENE-WSW mentre gli eventi più profondi sono compressivi e quindi probabilmente correlabili con thrust profondi, prosecuzione verso sud dei fronti del sistema dei thrusts pedeappenninici.

Le strutture trasversali

Le strutture longitudinali sopra descritte sono interrotte o dislocate da strutture orientate trasversalmente all'asse della catena, che mostrano evidenze di attività recente e in atto, costituite in superficie per lo più da faglie subverticali, talora con componente del movimento trascorrente.

Da ovest verso est la prima struttura trasversale è il sistema di faglie della bassa Val Trebbia che interrompe il thrust pedeappenninico e le Pieghe Emiliane lungo l'allineamento orientato NNE-SSW da Travo a Rivergaro fino a Piacenza.

Un'ampia zona dove si concentrano strutture trasversali attive e potenzialmente attive è il settore compreso tra le valli del Ceno, affluente di sinistra del Taro, e dell'Enza; in questo settore, in particolare tra le valli del Taro e del Parma, sono localizzati anche eventi sismici profondi oltre 35 km, per lo più compressivi, alcuni dei quali però caratterizzati da un'importante

componente trascorrente del movimento. Da notare che in tutto il settore occidentale dell'Emilia, a ovest della val d'Enza, i meccanismi focali con componente trascorrente sono piuttosto frequenti, sia a basse che elevate profondità (da meno di 5 km a oltre 35 km). Da notare anche che la struttura della bassa val d'Enza, particolarmente evidente tra Ciano d'Enza e Barco (Bibbiano), corrisponde alla prosecuzione verso SSW del fronte esterno delle Pieghe Ferraresi; in corrispondenza di questa faglia si interrompono sia i fronti delle Pieghe Emiliane che il fronte pedeappenninico.

Altro ampio settore con concentrazione di strutture attive e potenzialmente attive trasversali è quello tra la valle del Panaro e la valle del Sillaro, sebbene in questa zona la sismicità importante sembra più legata all'attività del thrust pedeappenninico e delle faglie estensionali del crinale tosco-emiliano. Anche nella pianura antistante questo settore si notano discontinuità in

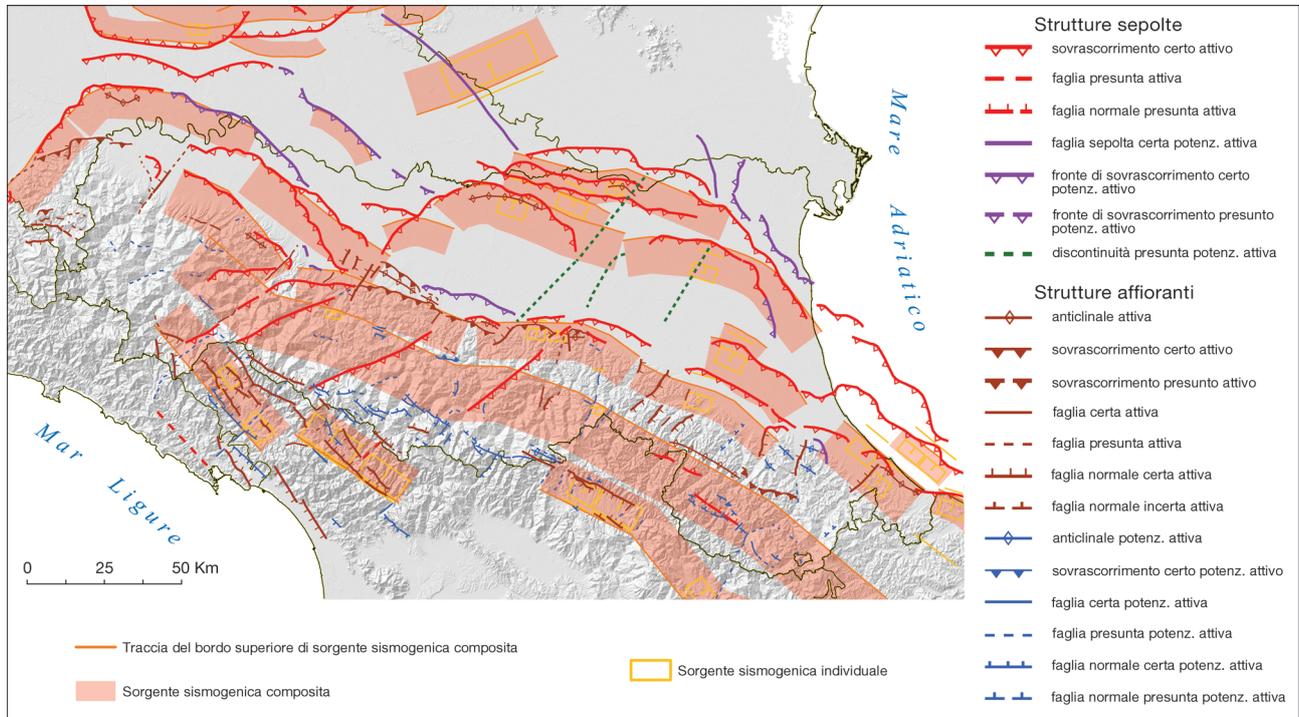


Figura 5.2: mappa di confronto tra le strutture tettoniche attive e potenzialmente attive riconosciute e le zone sismogenetiche del DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015).
Figure 5.2: map comparing the recognized active and potentially active tectonic structures with the seismicogenic zones from DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015).

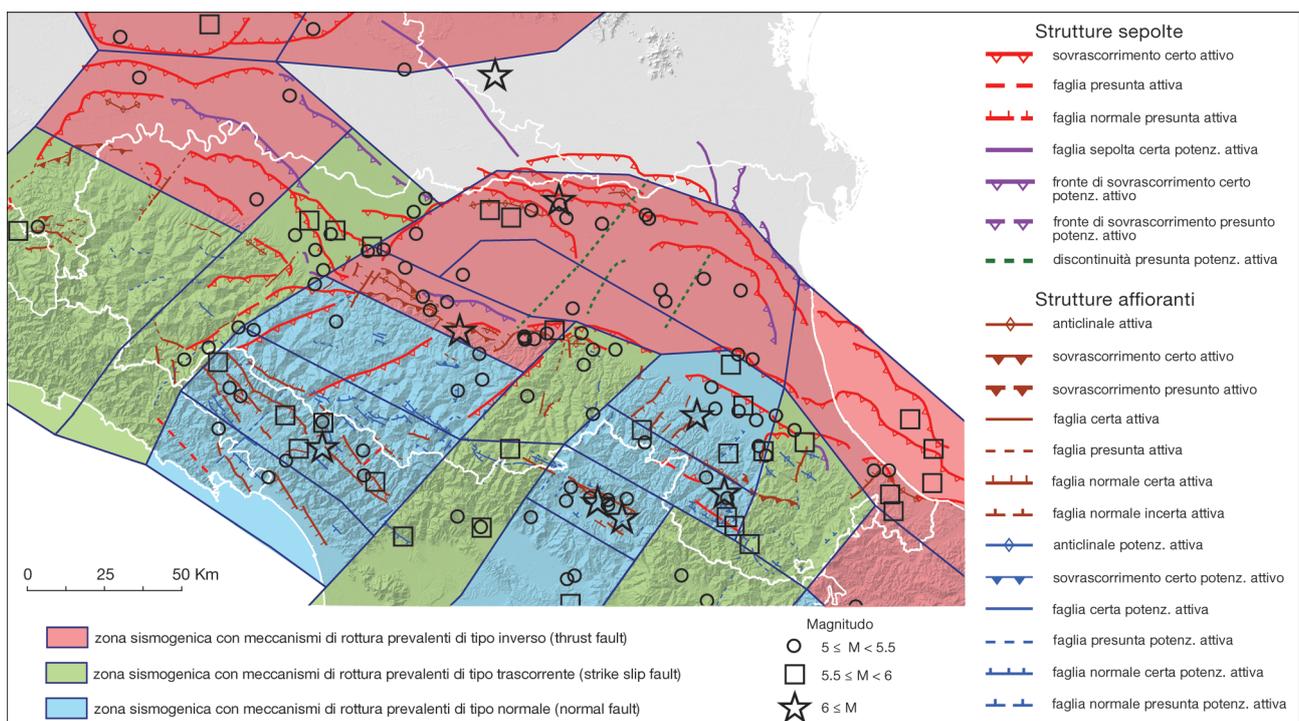


Figura 5.3: mappa di confronto tra le strutture attive e potenzialmente attive riconosciute e la zonazione sismogenetica proposta da Martelli et al. (2017).
Figure 5.3: map comparing the recognized active and potentially active tectonic structures with seismicogenic zoning proposed by Martelli et al. (2017).

corrispondenza delle prosecuzioni delle valli del Panaro e del Reno, del Sillaro verso NNE che modificano la geometria di alcuni thrust sepolti e lo spessore dei depositi alluvionali recenti.

Verso sud-est non sono più presenti ampi settori con concentrazione di strutture trasversali attive o potenzialmente attive.

Localmente sono state riconosciute faglie sub verticali trasversali con evidenze di attività recente nella bassa valle del Santerno, tra Fontanelice e Imola, nella bassa valle del Bidente, tra Meldola e Forlimpopoli, e nella valle del Savio, tra Borello e Cesena. Nella valle del Savio sono segnalate evidenze di deformazione trasversale recente anche più a monte, tra il Lago di Quarto e Bagno di Romagna.

Nella valle del Marecchia evidenze di attività recente lungo strutture trasversali sono presenti solo nel basso corso del fiume, tra Verucchio e Sant'Arcangelo di Romagna.

La distribuzione degli ipocentri dei terremoti strumentali (figg. 4.1 e 4.2) suggerisce che le zone trasversali sopra indicate costituiscono anche discontinuità nella distribuzione della sismicità; infatti, si nota una maggiore concentrazione di eventi, più o meno a tutte le profondità, nell'Appennino tosco-emiliano centrale e nell'antistante zona di pianura (Pieghe Ferraresi centro-occidentali), vale a dire tra le zone del Taro e del Panaro e loro prosecuzione in pianura, e in Romagna, tra le zone del Sillaro e del Savio.

Confronto con altri studi

In figura 5.2 è mostrato il confronto tra le strutture attive e potenzialmente attive riconosciute in questo lavoro e le zone sismogenetiche del catalogo DISS 3.2 (capaci di generare terremoti almeno di magnitudo pari a 5.5).

Sulla base dei nuovi dati acquisiti per questo studio è stata proposta anche una nuova zonazione sismogenetica dell'Appennino emiliano-romagnolo e aree limitrofe (Martelli et al., 2014b; Martelli et al., 2017); in figura 5.3 è mostrato il confronto tra le strutture attive e potenzialmente attive e la nuova zonazione sismogenetica proposta da Martelli et al. (2017).

EXTENDED ABSTRACT

1 - INTRODUCTION

Geological and geo-thematic maps are fundamental documents for a territorial planning that takes into account natural elements, to determine the local hazard and to apply more effective policies both for mitigation of natural hazards and for sustainable management of the territory and its resources.

Emilia-Romagna region includes the Northern Apennines to the south, the southern Po Plain to the north and the Adriatic coast to the east (fig. 1.1).

The presence of very young morphologies, the evidence of recent uplifts and frequent seismicity testify that the tectonic processes are still active in the region.

Given the concentration of inhabitants and productive activities, the artistic heritage and the vulnerability of buildings, Emilia-Romagna, although not characterized by a particularly high seismic hazard, is nevertheless a region with a high seismic risk.

As we learn from experience, earthquakes always have a heavy impact on the activities and development of a territory. Even today, in case of strong earthquakes (see the L'Aquila 2009, Emilia 2012 experiences), in addition to the enormous damage in terms of casualties and injured people, damage to buildings, artistic heritage and productive activities (Galli and Camassi, 2009; <http://www.regione.abruzzo.it/gestioneTerremoto/index.asp>; Galli et al., 2012; QUEST, 2012; <http://www.regione.emilia-romagna.it/terremoto>; RER, 2016), a reconstruction period of at least 5 years has to be considered.

Moreover, in a highly-urbanized territory such as Emilia-Romagna, even moderate earthquakes may have significant consequences: as an example, the 23/12/2008 Reggio-Parma ($M_w=5.4$) had a significant impact on the economic activities of the whole pede-Apennine area between Reggio-Emilia and Parma.

Seismicity is therefore a matter that strongly affects land management in all its phases: urban planning, design and maintenance of constructions, civil protection plans.

To have an overview of the active tectonics and seismic hazard, the Emilia-Romagna Region published in 2004, in collaboration with the National Research Council, the first edition of the regional seismotectonic map (Boccaletti et al., 2004).

Since 2004 many seismic events have occurred and new knowledge has been acquired. Seismic networks have been implemented, the Po Plain and the Northern Apennines have been affected by several seismic sequences (fig. 1.2) and new studies have been performed. This allowed us to acquire a considerable amount of new data and to better characterize the tectonic structures.

Therefore, we considered necessary to update the first edition of the seismotectonic map, expanding the study area. The extension of the studies on a larger area, became necessary because some geological processes, although far, may influence the development and security of the territory and activities in Emilia-Romagna. For instance, the strong earthquakes that struck the northern Po Plain/south Alpine margin (1117, 1222 and 1695), Mugello (1919) and Garfagnana (1920) caused serious damage in Emilia-Romagna.

To realize a seismotectonic map it is essential to identify and represent the active tectonic structures. According to the purposes of this map, among which is to provide regional-scale data and information to plan more detailed specific studies, we decided to adopt a broad definition of the term "active", confirming the one adopted in the previous edition (Boccaletti et al., 2004). We therefore mapped as "active" those structures that show clear evidence of influence on the evolution of the present morphological landscape or have deformed stratigraphic horizons not older than 450,000 years (age of the basal unconformity of Upper Emilia-Romagna Synthem; RER - ENI, Agip, 1998 RL - ENI, 2003). To classify the activity degree of the tectonic structures we use the basal unconformity of the Upper Emilia-Romagna Synthem because it is the best documented stratigraphic marker at the scale of the study area. Structures showing minor or not certain evidence of morphological influence on the evolution of the present landscape or deformation of stratigraphic units not older than 450,000 years are mapped as "potentially active".

Future specific surveys on individual tectonic structures could obviously refine the information on the degree of activity.

Geological information for the base cartography of the Apennine sector is derived from the Geological Map of the Emilia-Romagna Apennines 1:10,000, from the Italian Geological Survey 1:50,000 and from the structural geological regional map by Cerrina Feroni et al. (2002). The information for the base cartography of the plain and coast is derived from "Groundwater Resources of Emilia-Romagna Region" (RER - ENI, Agip, 1998), "Geology of Po aquifers of Lombardy Region" (RL - ENI, 2002) and "Structural Model of Italy" (CNR, 1992).

2 - GEOLOGICAL FRAMEWORK

Emilia-Romagna is located on the Po side of the Northern Apennines and on the east-central Po Plain, south of the Po river; long stretches of the regional boundary coincide with the Apennine watershed in the south and with the Po river in the north (fig. 1.1).

Although the Northern Apennines and the Po Plain are different geomorphological environments, they are closely related (figs. 1.1 and 2.1). As a matter of fact, the Apennine tectonic structures continue in the subsoil of the Po Plain, north of the chain-plain morphological boundary (the so-called Apennines - Po Plain margin, buried by the Quaternary sediments of the Po river and Adriatic coast (fig. 2.2), where they give rise to the buried thrust-related ridges known as Emilia and Ferrara Folds (Pieri and Groppi, 1981). The outermost Apennine fronts consist of the external thrusts of the Emilia and Ferrara Folds which, approximately in correspondence of the Po river, overthrust the Lombard-Venetian platform (figs. 2.1 and 2.2).

The Northern Apennines is a NE-verging thrust-and-fold belt belonging to the Alpine system, formed largely at the expense of the Adriatic plate during the convergence between the African and Eurasian plates (see e.g. Mantovani et al., 2009). The horizontal movements recorded by the GPS stations (see e.g. Serpelloni et al., 2006; Devoti et al., 2011; Bennet et al., 2012; Cenni et al., 2012) indicate movement towards N-NE.

The Northern Apennines are made up of a stack of tectonic units referable to two main domains (figs. 2.1 and 2.2): the Ligurian domain, whose sediments were originally deposited on an oceanic crust (Ligurian Units *Auctf.*), and the Tuscany-Umbria-Marche domain, made by continental margin successions of Adria, whose deposition began in the Triassic.

The structuring of the Ligurian Units happened in various tectonic phases during the formation of the Europe-verging Eo-Alpine chain (Cretaceous-Eocene) (Boccaletti and Guazzone, 1970). This process is related to the closing stages of the Ligurian-Piedmont Ocean with the subduction of the oceanic lithosphere beneath the Adria (Boccaletti et al., 1971; Boccaletti and Guazzone, 1974), also accompanied by transpressive movements (Marroni and Treves, 1998).

The formation of the Northern Apennines started during the Late Oligocene, at the expense of the Adria crust and its sedimentary cover, through a polyphase continental deformation. Specifically, in this process, it is possible to recognize two main compression stages: during the first, which extended from the Late Oligocene to the Early Pliocene, the Northern Apennines arc was defined (collisional stage); in the second stage, starting from Piacentian, the external sector of the chain was involved, with a jumping of the compressional front accompanied by a change in the type of sediments in the foredeep. In the first stage an eastward migrating foredeep system developed, in which sediments of mostly Alpine origin accumulated (Cervarola, Marnoso-Arenacea and Laga Units); in the second stage, sediments were predominantly of Apennine origin (Porto Garibaldi Formation and Asti Sands, *sensu* AGIP, 1982; Dondi et al., 1982; Dondi and D'Andrea, 1986). During the second stage important thrust reactivations occurred in the inner chain and new structures with different trends were also generated (Boccaletti et al., 1995; Boccaletti and Sani, 1998). The deformation was diffuse and complex and the thrusts were frequently associated with strike-slip faults along the chain axis (post-collisional stage).

Starting from the Middle Tortonian, sedimentary basins started to develop in the inner chain. These basins have been generally interpreted as extensional (e.g. Elter et al., 1975); alternatively, these have been considered thrust-top basin type connected to the activation of the thrust in the basement and/or to the reactivation of pre-existing thrusts in the sedimentary cover (Boccaletti et al., 1995, 1997; Boccaletti and Sani, 1998; Bonini et al., 1999; Finetti et al., 2001). In this framework, normal faults affecting the inner side of the chain and bordering some basins have originated following the development of the basins, and they are still active and potentially seismogenic (Piccardi et al., 1997; Sani et al., 2009; Di Naccio et al., 2013).

Various models have been suggested to explain the geodynamic evolution of the Northern Apennines after the first collisional phase. Most authors apply, although with modifications, the classic model proposing a migration of compressional front towards the external areas and an extensional regime in the inner sector, which follows in time and space the shifting of compressive fronts (Merla, 1951; Boccaletti and Guazzone, 1974; Elter et al., 1975; Carmignani et al., 1980; Boccaletti et al., 1990; Patacca et al., 1990). A second model proposes an accretionary wedge, thickened by crustal collision, which tends to collapse to recover the equilibrium conditions, developing in the inner chain core complex structures; the Northern Apennines would be the result of still active gravitational tectonics (Carmignani and Kligfield, 1990; Carmignani et al., 1994; Decandia et al., 1993; Carmignani et al., 1995). A third hypothesis considers the Northern Apennines as the expression of a crustal and lithospheric extrusion, according to rigid-plastic deformation models, related to the interaction between the African and Eurasian plates, which actually converge along a NNW- SSE direction (Tapponnier, 1977; Boccaletti et al., 1982).

The study area is the junction between the external side of the chain, mostly structured in the Late Miocene-Early Pliocene, and the Po Plain and Adriatic coast where thrusts and folds, actually buried by the Middle Pleistocene – Holocene sediments and still active, started to form in the Late Pliocene – Early Pleistocene.

3 - SEISMICITY OF EMILIA-ROMAGNA

Emilia-Romagna is affected by significant seismic activity, although relatively weaker with respect to other Italian areas: the strongest earthquakes reached and slightly exceeded magnitude 6 causing effects up to IX-X degree of MCS intensity scale (Rovida et al., 2016; Locati et al., 2016).

Figure 3.1 shows the epicenters of most important earthquakes ($M_w \geq 4$) that affected the region over the last 1000 years; Table 3.1 lists earthquakes that caused effects $I_{MCS} \geq VI$ in Emilia-Romagna.

As shown in figure 3.1, strongest earthquakes ($M_w \geq 5.5$) are concentrated along the Apennine ridge, the Apennine-Po Plain margin and in some areas of the plain, in correspondence to the eastern sector of the Emilia Folds and along the Ferrara Folds. The earthquake with a $M \geq 6$ are almost only present within the chain.

Romagna (SE sector of the region) is the area most frequently affected by strong historical earthquakes but it is worth to note that several areas of Emilia-Romagna felt the effects of strong earthquakes (M_w up to 6.5) occurred out of the region, i.e. along the south Alpine fronts or in the Tuscany side of the Apennines (i.e. Mugello 1919 and Garfagnana 1920 seismic events).

The areas with minor seismicity, in terms of frequency and magnitude of earthquakes, are the sector western of Taro valley, the western part of the plain and the Po river delta.

Notice, however, that strong earthquakes also affected the western sector of the Apennine - Po Plain margin and the Apennine hills.

The instrumental data, related to post-1980 earthquakes (fig. 4.1; ISIDe Working Group, 2015), indicate that the seismicity in the study area is mostly shallow (focal depth < 20 km); deep earthquakes are concentrated along the Apennine – Po Plain margin and in the hilly area.

4 – THE NEW DATA

To realize this update, in addition to the verification of data published in 2004, specific studies and new surveys were carried out.

The consultation of subsoil data acquired for oil and gas exploration and exploitation (property of ENI SpA - Exploration & Production) was essential for the interpretation of the deep and buried structures.

4.1 - SEISMOLOGIC DATA

To better characterize the seismicity of the Emilia-Romagna we considered earthquakes located in a larger area than the regional territory (fig. 3.1).

In the map we represent the epicenters of earthquakes with a $M \geq 4$ and the available focal mechanisms. Symbol size is proportional to the magnitude; the color of the focal mechanisms is indicative of the focal depth.

The historical data are from CPTI15, the latest version of Parametric Catalog of Italian Earthquakes (Rovida et al., 2016; Locati et al., 2016), which includes the earthquakes in Italy from 1000 until the end of 2014.

The instrumental data are from ISIDe catalogue (ISIDe Working Group, 2015), which includes earthquakes recorded since 1981 by the National Seismic Network. In this work we gathered data until the end of 2015 (fig. 4.1). Figure 4.1 shows a concentration of recent events in the areas of the eastern Emilia Folds and the whole Ferrara Folds (fig. 2.1), along the Apennine-Po Plain margin and Apennine hills between the Nure and Reno valleys, along the Apennine ridge and in the Romagna Apennines. The frequency of events with $M > 3$ is lower, from W to E, in the Piacenza plain and in the hills between Trebbia and Nure valleys, in the area between the Apennine-Po Plain margin and the Ferrara Folds, in the Po delta, in the middle Taro valley, in the high Enza and Secchia valleys, in the middle Reno valley, in the upper Casentino and in the low Conca valley.

The analysis of focal depth is of particular interest to identify the seismogenic structures and their tectonic style. Therefore, we also plot them along transverse and longitudinal cross-sections (fig. 4.2).

Specific studies are necessary for the correct identification of focal depth; comparing figures 4.1 and 4.2, we can derive some preliminary relevant indications.

In general, in the study area earthquakes are superficial, with a focal depth between 5 and 15 km; deeper earthquakes, between 15 and 35 km, are widespread in the Emilia-Romagna side and in the Po Plain-Adriatic area. Deepest earthquakes, up to about 75 km, are located only below the chain.

For the characterization of seismogenic sources, focal mechanisms are a key information, being the representation of the movement that occurred along the fault which generated the seismic event.

In the map and in figure 4.4 we represented the focal mechanisms available for earthquakes with a $M_w \geq 4$. The data derived from the Global CMT (Centroid Moment Tensor) Catalog (<http://www.globalcmt.org>; Dziewonski et al., 1981; Ekström and Nettles, 2012), the most popular catalogue of source parameters for earthquakes with $M > 5.5$ worldwide, from the Regional CMT catalogue (<http://www.bo.ingv.it/RCMT>; Pondrelli et al., 2006; Pondrelli and Salimbeni, 2015 and references therein), from which we collected the events with $4.5 \leq M \leq 5.5$; from the dataset of the Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) in Zurich (Braunmiller et al., 2002; <http://seismo.ethz.ch/info/mt.html>) and the TDMT dataset (<http://cnt.rm.ingv.it/tdmt>, Scognamiglio et al., 2009) for events with $M < 4.5$. To have a longer time interval represented in our focal mechanism dataset, we added data from EMMA, a compilation of focal mechanisms from literature (Vannucci and Gasperini, 2004). In summary, we gathered from these catalogues data for 150 focal mechanisms for earthquakes occurred from 1939 until present (tab. 4.1 and fig. 4.4).

The focal mechanisms (tab. 4.1) of the events listed in the ISIDe catalogue (ISIDe Working Group, 2015) were located in the map and in figure 4.4 on the basis of coordinates listed in this catalog; the two focal mechanisms of events in 1951, near Lodi, were located using the relocation by Caciagli et al. (2015).

The dataset collected for this map shows that in the Apennine area, where the strongest earthquakes occurred, faulting is predominantly extensional, with mostly shallow (depth < 15 km) focal depth.

On the Po side of the chain extensional and compressive earthquakes coexist, usually with extensional events at a depth < 15 km and compressional earthquakes at a greater depth.

Along the Apennines – Po Plain margin the focal mechanisms are predominantly compressive in Romagna, while they are compressive and strike-slip in Emilia. Dominant compressive focal mechanisms occur in correspondence of the Emilia and Ferrara buried folds. The 2012 Emilia sequence clearly shows these features.

The western part of the region is characterized by a higher frequency of strike-slip events.

In the map, we also report the locations of the main individual seismogenic sources derived from the DISS 3.2 catalogue (DISS Working Group, 2015).

4.2 - FIELD SURVEYS

There are different surveys which, associated with the geological survey, allow the identification of active faults (e.g. seismic, geomorphological, geophysical, geodetic, historical or archaeological surveys). In particular, it is essential to identify, through morphotectonic investigations, particular associations of the relief forms (triangular facets, fault scarps, tectonic terraces, etc.) which may be indicative of recent or active tectonics.

The distinction between active faults, potentially active faults and non-active faults in this new edition was based on the analysis and comparison of geologic, morphotectonic and seismologic data.

The different geomorphological environments present in the study area (axial zone of the chain, the Apennine-Po Plain margin, plain and coast) required different criteria of analysis and investigation, resulting in different degrees of knowledge.

Figure 4.5 shows the areas where in-depth surveys were conducted.

The recognition of recent and active structures in the axial zone was based on the morphotectonic analysis, i.e. on the identification of associations of geomorphological features and characteristic forms of relief such as triangular facets, fault

scarps, tectonic terraces, control of the drainage network, dislocation and/or deformation of recent deposits and surfaces. A detailed structural analysis involved the collection of various types of kinematic indicators (mechanic striae, shear veins, slickensides, etc. ...) on main and secondary fault planes.

Finally, we compared the position of the active or potentially active faults with the earthquake epicenters, derived from CPT15 and ISIDe catalogues (Rovida et al., 2016; ISIDe INGV Working Group, 2015).

To better characterize the areas and the tectonic structures we considered the available focal mechanisms. In addition to the solutions provided by the RCMT catalogue (<http://www.bo.ingv.it/RCMT>; Pondrelli et al., 2006; Pondrelli et al., 2015 and references therein), we also used information from other dataset (e.g. EMMA, Vannucci and Gasperini, 2004), which provide solutions for smaller earthquakes, or from specific studies, from time to time mentioned in the text.

Along the Apennines-Po Plain margin, numerous morphological data indicate recent deformations but sometimes active structures do not outcrop and structural analysis is not possible; so, in this area the comparison between field and subsoil data is crucial.

The tectonic structures of the plain are mostly buried and only in a few cases we were able to observe surface evidence. The absence of surface evidence for many of the recognized structural elements is not directly related to their activity degree, as evidenced by the frequent seismicity. The study of the areas in the plain was therefore based primarily on the analysis and interpretation of subsoil data (geophysical surveys and bore-hole logs) acquired for oil, gas and water exploration and exploitation.

4.3 - SUBSOIL DATA

The definition of the geometry of active and potentially active structures in the plain and the reconstruction of the cross-sections represented in the map were based on interpretation and reprocessing of seismic lines previously acquired for oil and gas exploration or hydrogeological studies, calibrated with stratigraphic profiles from well logs. The interpretation of seismic reflection profiles and well data, acquired and processed by ENI S.p.A. over 60 years of oil and gas exploration (agreement between Emilia-Romagna Region and ENI S.p.A.), was fundamental. Figure 4.35 shows the index map of seismic lines and wells made available by ENI and the traces of the cross-sections derived from ENI subsoil data and represented in the map.

This allowed us to recognize the physical surfaces which bound the main depositional sequences of the Po basin and the main geological formations.

The main depositional sequences recognized in the study area developed within the Neogene sequence (Late Miocene-Pleistocene). On a regional scale, the most recent unit represented in the cross-sections corresponds to the Quaternary continental sequence, i.e. the Emilia-Romagna Supersynthem (0.8 My - Present), including the Lower Emilia-Romagna Synthem (SERI: 0.8 - 0.45 My) and the Upper Emilia-Romagna Synthem (SERS: 0.45 My - Present).

Below the Neogene sequence, along the seismic profiles, it was possible to recognize and to correlate the main buried geological formations, both terrigenous (Marnoso-Arenacea, Gallare Marls) and carbonatic (Scaglia, Noriglio Limestone, Dolomia), sometimes up to the deepest formations of Permo-Trias and, in some cases, to the crystalline basement.

We recognized thick skinned thrust systems, characterized by the deformation of the deepest horizons of the Permo-Trias sequence, and thin skinned thrusts systems characterized by fault planes developed at the roof of the carbonate succession or in the Gallare Marls and propagating into the Oligocene-Miocene and Pliocene sequences.

4.4 - OTHER DATA

Natural emissions of hydrocarbons, hot springs and mud volcanoes have been known in Emilia-Romagna for a long time (Mosca, 1983). The comparison between the location of these surface manifestations and the active and potentially active recognized tectonic structures (fig. 4.42) shows that most of the surface manifestations are located in areas where the subsoil is affected by important tectonic structures, many of which are considered active. This suggests that these structures could provide the pathway through which the fluid rise to the surface.

Finally, we also attempted a comparison between the main active and potentially active structures and the ground movements (fig. 4.43). It is well known that the subsidence is due both to natural causes and anthropogenic factors. The natural subsidence is in turn the sum of several components: tectonics, consolidation and grain size of sediments, isostatic rebound following the deglaciation (Carminati et al., 2003); anthropic subsidence is mainly due to the exploitation of fluids from subsoil (water and hydrocarbons, Teatini et al., 2005).

In particular, it was observed that in areas affected by strong exploitation of fluids (gas and water) subsidence occurs with different rates. The comparison showed the minor rates or absence of subsidence are located in correspondence of active structures while greater subsidence rates are located in areas with high thickness of Quaternary sediments, corresponding to the main synclines.

5 - CONCLUDING REMARKS

Active and potentially active tectonic structures recognized were divided into:

- outcropping; which means that they have deformed the topographic surface or, in the plain, have deformed the most superficial part of the subsoil, i.e. up to a depth < 100 meters below ground level;
- buried; which means that they show evidence of recent or ongoing activity (e.g. association with earthquakes) but deform deep stratigraphic horizons, i.e. depth \geq 100 meters below ground level.

The analysis of the distribution of earthquake hypocenters in the subsoil is of particular interest for the identification of seismogenic structures (figs. 4.1 and 4.2). By comparing figures 4.1 and 4.2 it is possible to draw some preliminary conclusions.

In general, in the study area the seismicity occurs in the upper part of the crust, with focal depth generally varying between 5 and 15 km; earthquakes at greater depth, between 15 and 35 km, are concentrated in the Po side of the chain and, secondarily, in the Po Plain and Adriatic coast. Deep earthquakes, over 35 km, up to about 75 km, are present mostly in the chain area. Such a deep seismicity shows a broad deepening of hypocenters towards SW, which may be connected to the continental subduction of the Adriatic slab (e.g. Doglioni, 1991; Chiarabba et al., 2005, 2014).

Available data on the MOHO depth (Cassinis et al., 2003; Piana Agostinetti and Amato, 2009; Di Stefano et al., 2009 and 2011; Mele et al., 2013) suggest that earthquakes deeper than 30÷35 km in the chain and 35÷40 km in the Po Plain are probably located in the upper part of the mantle.

Considering the depth of earthquakes for which focal mechanisms were calculated, we can observe that the extensional earthquakes are especially frequent in the first 15÷20 km of the axial zone of the chain and in the Ligurian-Tuscan side while compressive earthquakes are more frequent in the Po Plain-Adriatic area. In the chain, compressive earthquakes are usually located at depth > 20 km; strike-slip earthquakes are more frequent in the western part of the study area, where sometimes occur at depth > 15 km.

From figure 4.2 cross-sections it is also evident a concentration of hypocenters in the Po Plain-Adriatic area along a broad belt dipping towards SW, while in the Tyrrhenian area earthquakes are seemingly less clustered. In some cases, earthquake clusters indicate the continuation at depth of shallow active structures (0÷15 km).

In the Ligurian-Tuscan area, some authors have related the deep seismicity to a NE-dipping low-angle active extensional fault system (Etrurian Fault System by Boncio et al., 2000; see also Chiaraluce et al., 2007; Eva et al., 2014), whose relations with the more external active thrust faults is still poorly defined.

Below we summarize the main characteristics of active or potentially active structures recognized and mapped in this new edition of the seismotectonic map of the Emilia-Romagna Region. To simplify the reading of the map, we represented the active and potentially active structures in summary; we therefore represented the traces of the surface projections of the main fronts, mostly derived (locally modified) from Pieri and Groppi (1981), CNR (1992) and Rogledi (2013); it is important to remember that the mentioned publications represent the surface projections of the intersections of tectonic structures with the base of the Pliocene deposits.

Structural setting and faults are represented in detail in the cross-sections below the map, mostly derived from depth conversion of interpreted seismic lines. The tectonic structures represented in cross-sections are therefore more numerous and sometimes may not perfectly match the structures reported in the map.

Emilia Folds

We recognized the following active segments:

- The buried thrust front of S. Angelo Lodigiano - Casalpusterlengo, which determines the outcropping anticline of S. Colombano and the alterations of the drainage network; towards SW, near Casteggio, this front connects to the Pede-Apennine Thrust Front; the continuation towards SE, between Castiglione d'Adda and S. Secondo Parmense, is considered potentially active;
- The northern front, overlapping the Southern Alpine fronts, which, towards SE, continues in the Piadena deep structure that here has been considered to be potentially active;
- Internal thrusts between Piacenza and the Enza valley; these fronts seem limited to the west by the transverse structure of the Trebbia valley and to the east by the transverse structure of the Enza valley and the western front of the Ferrara Folds.

The interpretation of the seismic lines (see cross-sections A-A' and B-B' in the map) indicates that the thrusts of the Emilia Folds system dip southward up to depth of at least 14÷15 km, involving the Mesozoic carbonate succession and the Permo-Triassic succession. Fantoni and Franciosi (2010) indicate that just to the north of the Apennines-Po Plain margin the sole thrust of the Emilia Folds continues in the crystalline basement.

Instrumental seismological data confirm a concentration of hypocenters in the shallow part of the crust (5÷10 km); towards SE compressive focal mechanisms with strike-slip component are present, some of them about 20 km deep (fig. 4.2).

Ferrara Folds

The seismic sequence of May-June 2012 in Emilia and the 07/17/2011 earthquake (which struck near Sermide, Felonica and Castelmassa) clearly reveals that all thrust fronts of the central Ferrara Folds are active.

Seismological data, both historical and instrumental, and stratigraphic evidence indicate that even the western thrust fronts, located between Cavriago and Rolo, are active; the focal mechanisms show a significant strike-slip component.

The eastern thrust fronts do not present stratigraphic evidence of recent movements (see figs. 4.38÷4.41), but the distribution of seismicity, especially the historical one, suggests that the fronts between Ferrara and Ravenna are active.

The interpretation of seismic lines (see cross-sections C-C', D-D' and F-F' in the map) shows that the thrusts generating the Ferrara Folds dip toward S-SSW up to depth of at least 12 km, also involving the metamorphic basement, as also supported by several authors (e.g. Argnani et al., 2003; Boccaletti et al., 2004; Boccaletti et al., 2005; Fantoni and Franciosi, 2010).

Instrumental seismological data indicate, in the western and central areas, a widespread distribution of hypocenters in the shallow part of the crust (2÷15 km), with a concentration between 5 and 10 km, while in the central-eastern sector hypocenters are frequent at even greater depth (fig. 4.2).

Romagna Folds

In this map we have indicated as active the thrust between Massa Lombarda and Russi, which, towards SE (near Cervia), joins with one of the thrust fronts of the Adriatic Folds.

The interpretation of seismic lines (see cross-section F-F' in the map) indicates that the thrust fronts of the Romagna Folds in this area dip S-SSW up to depth of at least 8÷10 km, involving the Mesozoic carbonate succession and the Permo-Triassic succession.

Instrumental seismological data indicate a distribution of hypocenters in the shallow part of the crust (2÷15 km) in the

Romagna plain while in the pede-Apennine margin area hypocenters are also frequent at greater depth. This setting allows us to suppose that, to the south, the fronts of the Romagna Folds may involve the crystalline basement, as already proposed by Fantoni and Franciosi (2010).

Adriatic Folds

In the map we have considered active the external thrusts in front of the Adriatic coast and the inner thrust front, which from the mouth of the Savio river and Cervia towards SE continues offshore, parallel to the coast. These folds, along the southern coast of Romagna and Marche, correspond to the Northern Apennines front.

The interpretation of seismic lines (see cross-section G-G' in the map) indicates that the thrusts of the Adriatic Folds dip towards SW up to at least 14 km deep, also involving the crystalline basement, as already indicated by Fantoni and Franciosi (2010).

Instrumental seismological data indicate that, in front of the Adriatic coast of Romagna and Montefeltro, earthquakes are also frequent at depth > 8÷10 km (fig. 4.2).

The pede-Apennine thrust system

The entire Apennine-Po Plain margin of the study area is considered active. Sectors of this system are limited by transverse structures, which are also considered active.

In the western sector we identified as active the outcropping thrust between Voghera and Stradella, which is also displaced by minor transverse left-lateral strike-slip faults. Fantoni and Franciosi (2010) indicate that the thrust dip towards the SW deeper than 10 km, involving the crystalline basement.

Between Stradella and the Trebbia valley the active thrust front seems to be the outermost one. In this area the subsoil data indicate that the structure leading the deformation of the Apennines-Po Plain margin is the sole thrust of the Emilia Folds, identified about 13÷15 km deep.

In the area between the Trebbia and Stirone valleys, the active thrust front apparently localizes to the north of the morphologic margin, coinciding with one of the inner thrusts of the Emilia Folds.

Between the Taro and Stirone valleys the active front is located along the morphologic margin, where it determines the Salsomaggiore anticline and tectonic window.

Between the Taro and Enza valleys the continuity of the pede-Apennine thrust front is interrupted by transverse structures.

Notice that west of the Enza valley many focal mechanisms indicate strike-slip movements, both in plain and in chain.

Between the Enza and Sillaro valleys the pede-Apennine thrust front, although dislocated by a number of transverse structures, presents clear evidence of recent activity all along the margin. The detachment levels have been identified in correspondence of the Eo-Oligocene Scaglia (see cross-sections B-B', C-C' and D-D' in the map), at the base of the foredeep Miocene deposits, and in the Permo-Triassic series, at the base of the Mesozoic carbonate succession. Fantoni and Franciosi (2010) indicate that the pede-Apennine thrust dips enough to involve the crystalline basement. According to this interpretation, several earthquakes recently occurred in the Reggio and Modena Apennines show compressive focal mechanisms and focal depth sometimes >20 km.

South-east of Bologna, evidence of activity of the pede-Apennine thrust along the margin decreases and the activity seem to be realized by the more external thrusts. In addition, it is likely that in this area part of the activity of the pede-Apennine thrust is being accommodated by back-thrusts. Accordingly, active back-thrust-related deformation are considered 1) the anticline folding the outer Marnoso-Arenacea and the tectonic structures between Modigliana and Predappio and 2) the anticlines lifting the Cesena hills between the Bidente and Rubicone valleys. Finally, it is important to notice that in the Romagna Apennines one of these back-thrusts involves the basement, whose top is thus relatively shallow (depth < 10 km) (see cross-sections, F-F' and G-G' in the map).

The interpretation of the seismic lines (see cross-sections F-F' and G-G' in the map) has also allowed us to recognize the great depth of the pede-Apennine thrust, which reaches 14 km in the Romagna Apennines (see also cross-section n. 5 in Fantoni and Franciosi, 2010). According to this interpretation, the depth and the compressive and strike-slip focal mechanisms of earthquakes, which in Romagna Apennines occurred at depth > 15 km (fig. 4.2).

The extensional faults of the axial zone

The axial zone of the chain, i.e. the high Emilia-Romagna Apennines, the Apennine watershed and the Tuscan intermontane basins area, is characterized by the presence of normal faults parallel to the axis of the chain, locally interrupted and displaced by transverse faults.

In the west, along the Tuscan-Emilian watershed, the most important faults are those that border the SW and NE flanks of the Lunigiana (see cross-section B-B') and Garfagnana intermontane basins. All these structures show clear surface evidence of ongoing activity and can be correlated with the strong seismic events that hit this area. These structures are high-angle NE-dipping normal faults on the southwestern margin of the basins, and SW-dipping normal faults on the northeastern margin of the basins (e.g. Bonini et al., 2016 and references therein). Other important active and potentially active normal faults were recognized between Mt. Orsaro and Alpe di Succiso; they have WNW-ESE direction and dip towards NNE. The high Emilia Apennines, between the Secchia and the Reno valleys, are also characterized by recent extensional deformation produced by normal faults predominantly dipping to NNE and considered active or potentially active, such as those between the Radici Pass and S. Anna Pelago (including Pievepelago and Mt. Cimone), the faults south of Castiglion de' Pepoli, the fault systems between the Cerreto Pass and Riolunato, and the faults between Mt. Modino and Mt. Cervarola, including Lizzano in Belvedere and Suviana.

Earthquakes with extensional focal mechanisms are located deeper than 15 km, particularly in the innermost area (Tuscany).

In the east, along the Tuscan-Romagna watershed, the most evident recent structures are SW-dipping normal faults bordering the northern margin of the Mugello basin (i.e. the "Ronta fault system"; see cross-section E-E'). The active extensional fault system recognized in the high Bologna Apennines, between Montepiano and Castiglion de' Pepoli, appears to be the continuation towards WNW of the "Ronta fault system".

In the Romagna Apennines active and potentially active normal faults were recognized between Portico di Romagna and S. Piero in Bagno. Recent records indicate that in this area earthquakes are shallow, generally localized at depth $< 8\div 10$ km. These seismic events are extensional and well correlated with the ENE-WSW-oriented normal faults, while the deeper events are compressive and probably correlated with deep thrusts, which possibly represent the continuation towards the south of the pede-Apennine thrust front.

Transverse structures

The longitudinal structures described above are interrupted by tectonic structures with transverse orientation to the axis of the chain, also showing evidence of recent activity; these structures are usually vertical or high angle faults, sometimes with strike-slip component of movement.

From west to east, the first important transverse structure is formed by the fault system localized in the Trebbia valley, which interrupts the pede-Apennine thrust and the Emilia Folds along the alignment NNE-SSW between Travo, Rivergaro and Piacenza.

Active and potentially active transverse structures also concentrate in the area between the Ceno river, left tributary of the Taro river, and Enza valley. In particular, seismic events with depth > 35 km are present between the Taro and Parma valleys: these earthquakes are compressive, sometimes with an important strike-slip component. It is worth mentioning that focal mechanisms with strike-slip component are frequent throughout western Emilia, both at shallow and high depth (from < 5 km up to > 35 km). Also notice that the structure of the Enza valley, particularly evident between Ciano d'Enza and Barco (Bibbiano), corresponds to the continuation towards SSW of the external front of the Ferrara Folds; this fault line interrupts both the Emilia Folds and pede-Apennine thrust.

The area between the Panaro and Sillaro valleys represents another wide sector with a concentration of active and potentially active transverse structures, although in this area the strongest earthquakes seem related to the activity of the pede-Apennine thrust and the extensional faults of the Tuscan-Emilia watershed. In the plain, towards NNE and coinciding with the continuation of the Panaro, Reno and Sillaro valleys, we can observe a discontinuity of the geometry of buried thrusts (pede-Apennine thrust and Ferrara Folds) and a change of thickness of recent alluvial deposits.

No important active or potentially active transverse structures are present to the SE.

Locally, we recognized transverse vertical or high-angle faults with evidence of recent activities in the Santerno valley, between Fontanelice and Imola, in the Bidente Valley, between Meldola and Forlimpopoli, and in the Savio valley, between Borello and Cesena. Evidence of recent activity is also inferred in the high Savio valley, between Quarto Lake and Bagno di Romagna.

In the Marecchia valley evidence of recent activity along transverse structures is present only in the lower course of the river, between Verucchio and Santarcangelo di Romagna.

The distribution of hypocenters (figs. 4.1 and 4.2) suggests that the mentioned transverse zones also constitute discontinuities in the distribution of seismicity. As a matter of fact, we observe a concentration of events, more or less at all depths, in the central Tuscan-Emilia Apennines and in correspondence of the western and central Ferrara Folds, i.e. between the Taro and Panaro valleys and their continuation in the plain, and in Romagna Apennines, between Sillaro and Savio valleys.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI/REFERENCES

- AGIP (1982): *Lessico delle Formazioni del bacino padano*. In: "Guida alla geologia del margine appenninico-padano" a cura di Cremonini G. e Ricci Lucchi F., Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. Ital., 205-247.
- Anelli L., Gorza M., Pieri M., Riva M. (1994): *Subsurface well data in the northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 461-471.
- Arca, S., Beretta G. P. (1985): *Prima sintesi geodetico geologica sui movimenti verticali del suolo nell'Italia Settentrionale (1897-1957)*. Boll. Geod. Sc. Aff. 44, 125-56.
- 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*. Quat. Int., 101-102, 13-26.
- ARPA (2012): *Rilievo della subsidenza nella pianura Emiliano-Romagnola* <http://www.arpa.emr.it/index.asp?idlivello=1414>
- Barbacini G., Bernini M., Papani G., Rogledi S. (2002): *Le strutture embricate del margine appenninico emiliano tra il T. Enza ed il F. Secchia - Prov. di Reggio Emilia (con carta strutturale alla scala 1:50.000)*. In: "Atti del III seminario sulla cartografia geologica", Bologna 26-27 febbraio 2002. Serv. Geologico, Sismico e dei Suoli, Reg. Emilia-Romagna - CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse, 64-69.
- Bartolini C., Pranzini G. (1981): *Plio- Quaternary evolution of the Arno basin drainage, Tuscany*. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband, 40, 77-91
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G.C., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D., Francavilla F. (1982): *Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 523-549, Roma.
- Bendkik A., Boccaletti M., Bonini M., Poccianti C., Sani F. (1994): *Structural evolution in the outer Apennine Chain (Firenzuola-Citta di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagnan and Umbro-Marchean Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It., 48 (2), 515-522.
- Benedetti L., Tapponnier P., Gaudemer Y., Manighetti I., Van der Woerd J. (2003): *Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the edge of the Po Plain: The Broni-Stradella fault*. Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. B5, 2238.
- Bennett R.A., Serpelloni E., Hreinsdóttir S., Brandon M.T., Buble G., Basic T., Casale G., Cavaliere A., Anzidei M., Marjonovic M., Minelli G., Molli G., Montanari A. (2012): *Syn-convergent extension observed using the RETREAT GPS network, northern Apennines, Italy*. J. Geophys. Res., 117(B4), doi:10.1029/2011JB008744.
- Benvenuti M. (2003): *Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene-Pleistocene Mugello Basin, Central Italy*. Sedimentary Geology 157, 197-234.
- Bernini M., Papani G. (1987): *Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il Sistema del Fiume Taro)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 23(4), Parma, Univ. Parma, pp. 219-240.
- Bernini M., Papani G. (2002): *La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nordoccidentale (con carta geologica alla scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., 121, 313-341.
- Bettelli G., Conti S., Panini F. (1994): *Brecce poligeniche a matrice argillosa alla base della successione epiligure della coltre della Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano): implicazioni tettoniche*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 37, 111-131.
- Biasutti R. (1907): *Materiali per lo studio delle salse — Le salse dell'Appennino Settentrionale*. Memoirs Geography 2, 101-255 (pubblicata come supplemento alla Rivista Geografica Italiana di Giotto Dainelli).
- Bianconi G. (1840): *Storia naturale dei terreni ardenti, dei vulcani fangosi, delle sorgenti infiammabili, dei pozzi idropinici e di altri fenomeni geologici operati dal gas idrogeno*. Tipografia Iacopo Marsigli, Bologna. 215 pp.
- Boccaletti M., Guazzone G. (1970): *La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino Settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale*. Mem. Soc. Geol. Ital., 9, 177-195.
- Boccaletti M., Guazzone G. (1974): *Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean*. Nature, 252, 18-21.
- 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., Elter P., Guazzone G. (1971): *Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, Phys. Sc., 234, 108-111.
- Boccaletti M., Conedera C., Dainelli P., Gocev P. (1982) – *The recent (Miocene-Quaternary) regmatic system of the Western Mediterranean region*. J. Petrol. Geol., v. 5, n. 1, 31-49.
- Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzarotto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G., Postpischl D. (1985):

- Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, 117, 7-38.
- Boccaletti M., Decandia F.A., Gasperi G., Gelmini R., Lazzarotto A., Zanzucchi G. (1987): *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale. Note Illustrative*. CNR, Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogetto 5 – Modello Strutturale Gruppo Appennino Settentrionale Pubblicazione n. 429, 1982.
- Boccaletti M., Calamita F., Deiana G., Gelati R., Massari F., Moratti G., Ricci Lucchi F. (1990): *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Palaeo., Palaeo., Palaeo., 77, 3-14.
- Boccaletti M., Bonini M., Moratti G., Sani F. (1995): *Nuove ipotesi sulla genesi e l'evoluzione dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive neogenico-quadernarie dell'Appennino Settentrionale*. Accad. Naz. Sci., Scritti Doc., 14, 229-262.
- Boccaletti M., Gianelli G., Sani F. (1997): *Tectonic regime, granite emplacement and crustal structure in the inner zone of the Northern Apennines (Tuscany, Italy): a new hypothesis*. Tectonophysics, 270, 127-143.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P., Vannucci G. (2004): *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*. Con note illustrative. Regione Emilia-Romagna-SGSS, CNR-IGG. SELCA, Firenze.
- Bonci F., Cornamusini G., Callegari I., Conti P., Foresi L. (2007): *The role of the "Coltre della Val Marecchia" within the tectonic-sedimentary evolution of the Romagnan-Marchean Apennines*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, 5, 62-65.
- Bonci F., Cornamusini G., Callegari I., Conti P., Martelli L., Carmignani, L. (2010): *Contribution of the CARG Project to the reconstruction of the mode and time of the emplacement of the "Coltre della Val Marecchia"*. Rendiconti Online Società Geologica Italiana, 11 (1), 230-231.
- Boncio P., Brozzetti F., Lavecchia G. (2000): *Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy*. Tectonics, vol. 19, no. 6, 1038-1055.
- Bonini M. (2008): *Elliptical mud volcano caldera as stress indicator in an active compressional setting (Nirano, Pede-Appennine margin, northern Italy)*. Geology 36, 131-134; doi:10.1130/G24158A.1.
- Bonini M. (2009): *Mud volcano eruptions and earthquakes in the Northern Apennines and Sicily, Italy*. Tectonophysics 474, 723-735; doi:10.1016/j.tecto.2009.05.018.
- Bonini M. (2012): *Mud volcanoes: Indicators of stress orientation and tectonic controls*. Earth-Science Reviews 115, 121-152.
- Bonini M. (2013): *Fluid seepage variability across the external Northern Apennines (Italy): structural controls with seismotectonic and geodynamic implications*. Tectonophysics, 590, 151-174.
- Bonini M., Tanini C. (2009): *Tectonics and Quaternary evolution of the Northern Apennines watershed area (upper course of Arno and Tiber rivers, Italy)*. Geol. J. 44, 2-29. DOI:10.1002/gj.1122.
- Bonini M., Corti G., Delle Donne D., Sani F., Piccardi L., Vannucci G., Genco R., Martelli L., Ripepe M. (2016): *Seismic sources and stress transfer interaction among axial normal faults and external thrust fronts in the Northern Apennines (Italy): A working hypothesis based on the 1916-1920 time-space cluster of earthquakes*. Tectonophysics, 680, 67-89. DOI information: 10.1016/j.tecto.2016.04.045
- Bonzi L., Ferrari V., Gallucci A., Marcaccio M., Martinelli G., Monni A., Severi P. (2016): *Fenomeni geologici inusuali in Emilia-Romagna*. Ecoscienza, 1/2016, 76-77.
- Bonzi L., Ferrari V., Martinelli G., Norelli E., Severi P. (2017): *Unusual geological phenomena in the Emilia-Romagna plain (Italy): gas emission from wells and the ground, hot water wells, geomorphological variations. A review and an update by documented reports*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, Vol. 58, 2017. DOI 10.4430/bgta0193.
- Boschi E., Giardini D., Pantosti D., Valensise G., Arrowsmith R., Basham P., Bürgmann R., Crone A.J., Hull A., McGuire R.K., Schwartz D., Sieh K., Ward S.N., Yeats R.S. (1996): *New trends in active faulting studies for seismic hazard assessment*. Annali di Geofisica, XXXIX, 1301-1307.
- Burrato P., Ciucci F., Valensise G. (2003): *An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting*. Annals of Geophysics, 46 (5), 865-882.
- Burrato P., Vannoli P., Fracassi U., Basili R., Valensise G. (2012): *Is blind faulting truly invisible? Tectonic-controlled drainage evolution in the epicentral area of the May 2012, Emilia-Romagna earthquake sequence (northern Italy)*. Annals of Geophysics, 55, 4, 525-531; doi: 10.4401/ag-6182.
- Caciagli M., Camassi R., Danesi S., Pondrelli S., Salimbeni S. (2015): *Can We Consider the 1951 Caviaga (Northern Italy) Earthquakes as Noninduced Events?* Seismological Research Letters Volume 86, Number 5 September/October 2015, 1335-1344 doi: 10.1785/0220150001
- Calabrese L., Severi P., Ferrari V., Bonzi L. (2013): *Il sondaggio profondo di Cotignola: considerazioni stratigrafiche*. Rapporto interno. Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico Sismico e dei Suoli.
- Calabrese L., Cibin U. (2015): *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 222 – Lugo*. ISPRA,

Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/222_Lugo.pdf.

- Calistri M. (1974): *Studi di Geomorfologia e Neotettonica. II - Il Pliocene fluvio-lacustre della conca di Barga*. Mem. Soc. Geol. It., 13, 1-21.
- Capaccioni B., Tassi F., Cremonini S., Sciarra A., Vaselli O. (2015): *Ground heating and methane oxidation processes at shallow depth in Terre Calde di Medolla (Italy): Observations and conceptual model*. J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, doi:10.1002/2014JB011635.
- Capozzi R., Picotti V. (2002): *Fluid migration and origin of a mud volcano in the northern Apennines (Italy): the role of deeply rooted normal faults*. Terra Nova 14, 363-370.
- Carmignani L., Kligfield R. (1990): *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, vol. 9, No. 6, 1275-1303, december 1990.
- Carmignani L., Giglia G., Kliffeld R. (1980): *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialico delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 93-100.
- Carmignani L., Decandia F.A., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D., Meccheri M. (1994): *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, 238, 295-315.
- Carmignani L., Decandia A., Disperati L., Fantozzi L., Lazzaretto A., Liotta D., Oggiano G. (1995): *Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the northern Apennines*. Terra Nova, 7, 128-137.
- Carminati E., Di Donato G. (1999): *Separating natural and anthropogenic vertical movements in fast subsiding areas: the Po Plain (N. Italy) case*. Geophysical Research Letters 26, 2291-4.
- Carminati E., Doglioni C., Scrocca D. (2003): *Apennines subduction-related subsidence of Venice (Italy)*. Geophysical Research Letters 30, doi:10.1029/2003GL017001.
- Carminati E., Scrocca D., Doglioni C. (2010): *Compaction-induced stress variations with depth in an active anticline: Northern Apennines, Italy*. Journal of Geophysical Research, Vol. 115, B02401, doi:10.1029/2009JB006395, 2010.
- Casoli S. (2001): *Su un fenomeno naturale descritto da Plinio (nat. 2, 199) accaduto nel territorio modenese*. In: Quilici, L., Quilici Gigli, S. (Eds.), Urbanizzazione delle campagne nell'Italia antica. L'Erma di Bretschneider, pp. 63-70. ISBN 8882651843.
- Cassinis R., Scarascia S., Lozej A. (2003): *The deep crustal structure of Italy and surrounding areas from seismic refraction data. A new synthesis*. Boll. Soc. Geol. Ital., 122, 365-376.
- Castaldini D., Valdati J., Ilies D.C., Chiriac C., with contributions by Bertogna I. (2005): *Geo-Tourist map of the natural Reserve of Salse di Nirano (Modena Apennines, Northern Italy)*. Il Quaternario 18, 245-255.
- Castellarin A., Pini G. A. (1989): *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino Bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 127- 141.
- Castellarin A., Eva C., Giglia G., Vai G.B. (1985): *Analisi strutturale del fronte appenninico-padano*. Giorn. Geol. ser. 3, 47(1-2), 47-76.
- Castiglioni G.B., Pellegrini G.B. (Eds.) (2001): *Illustrative notes of the Geomorphological map of the Po Plain*. Suppl. IV Geogr. Fis. Dinam. Quat., Genova, Brigati. 207 pp.
- Castiglioni G.B., Ajassa R., Baroni C., Biancotti A., Bondesan A., Bondesan M., Brancucci G., Castaldini D., Castellaccio E., Cavallin A., Cortemiglia F., Cortemiglia G.C., Cremaschi M., Da Rold O., Elmi C., Favero V., Ferri R., Gandini F., Gasperi G., Giorgi G., Marchetti G., Marchetti M., Marocco R., Meneghel M., Motta M., Nesci O., Orombelli G., Paronuzzi P., Pellegrini G.B., Pellegrini L., Rigoni A., Sommaruga M., Sorbini L., Tellini C., Turrini M.C., Vaia F., Vercesi P.L., Zecchi R., Zorzini R. (1997): *Geomorphological map of the Po Plain*. 3 Sheets at 1:250,000 scale, Firenze, SELCA.
- Castello B., Moro M., Chiarabba C., Di Bona M., Doumaz F., Selvaggi G., Amato A. (2004): *Carta della sismicità in Italia*. Centro Nazionale Terremoti, INGV.
- Cenni N., Mantovani E., Baldi P., Viti M. (2012): *Present kinematics of Central and Northern Italy from continuous GPS measurements*. J. Geodynamics, 58, 62-72.
- Cenni N., Viti M., Baldi P., Mantovani E., Bacchetti M., Vannucchi A. (2013): *Present vertical movements in central and northern Italy from GPS data: possible role of natural and anthropogenic causes*. J. Geodynamics, 71, 74-85.
- Cerrina Feroni A., Ghiselli F., Leoni L., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., Sarti G. (1997): *L'assenza delle liguridi nell'Appennino Romagnolo: relazioni con il sollevamento quaternario e implicazioni strutturali*. Il Quaternario, 10 (2), 371-376
- Cerrina Feroni A., Leoni L., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., Sarti G. (2001): *The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex*. Geol. J. 36 (1), 39-54.
- Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P., Ottria G. (2002): *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in*

- scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna - C.N.R., Pisa. S.EL.CA., Firenze.
- Cibin U., Di Giulio A., Martelli L., Catanzariti R., Poccianti S., Rosselli C., Sani F. (2004): *Factors controlling foredeep turbidite deposition: the case of Northern Apennines (Oligocene-Miocene, Italy)*. In "Confined turbidite systems" (S. Lomas and P. Joseph Eds.), Geol. Soc. London Spec. Pub., 222, 115-134.
- Chiarabba C., Jovane L., Di Stefano R. (2005): *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings*. Tectonophysics 395, 251-268.
- Chiarabba C., Giacomuzzi G., Bianchi I., Agostinetti N. P. Park J. (2014): *From underplating to delamination-retreat in the northern Apennines*. Earth and Planetary Science Letters 403, 108-116.
- Chiaraluce L., Chiarabba C., Collettini C., Piccinini D., Cocco M. (2007): *Architecture and mechanics of an active low-angle normal fault: Alto Tiberina Fault, northern Apennines, Italy*. J. Geoph. Res., 112. doi:10.1029/2007JB005015.
- CNR (1983): *Neotectonic Map of Italy*. Prog. Fin. Geodinamica, 114. Quaderni Ric. Scient., 4; 6 fogli, scala 1:500.000, S.El:Ca., Firenze.
- CNR (1992): *Structural Model of Italy, 1:500,000*. Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, Quaderni de "La Ricerca Scientifica" n° 114. S.EL. CA., Firenze.
- Cocco M., Arduini F., Azzara R. M., Dall'Olio L., Delladio A., Di Bona M., Malagnini L., Margheriti L., Nardi A. (2001): *Broadband waveforms and site effects at a borehole seismometer in the Po alluvial basin (Italy)*. Annali di Geofisica, 44, 137-154.
- Comerci V., Blumetti A.M., Di Manna P., Fiorenza D., Guerrieri L., Lucarini M., Serva L., Vittori E. (2012): *Il Progetto ITHACA e le Faglie Capaci della Pianura Padana. Ingegneria Sismica*. Vol. Speciale "Rischio Sismico in Pianura Padana".
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica (2015): *Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), versione 1.0*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 2015. http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/Linee_Guida_Faglie_Atтиве_Capaci_2016.pdf
- Conti S. (1994): *La geologia dell'alta Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 37, 51-98.
- Conti S., Fregni P. (1989): *Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia (Note illustrative alla carta geologica a scala 1:50000)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 108 (3), 453-490.
- Conti S., Tosatti G. (1996): *Tectonic vs gravitational processes affecting Ligurian and Epiligurian units in the Marecchia Valley (Northern Apennines)*. Memorie di Scienze Geologiche, 48, 107-142.
- Cornamusini G., Conti P., Bonciani F., Callegari I., Carmignani L., Martelli L., Quagliere S. (2009a): *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 267 - San Marino*. Ispra, Servizio Geologico d'Italia – Repubblica di S. Marino - Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli – Regione Marche. S.EL.CA., L.A.C., SystemCart.
- Cornamusini G., Martelli L., Conti P., Pieruccini P., Benini A., Bonciani F., Callegari I., Carmignani L. (2009b): *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 266 - Mercato Saraceno*. Ispra, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli – Regione Marche. http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/266_Mercato_Saraceno.pdf
- Crevaschi M. (1987): *Paleosols and Ventusols in the Central Po Plain (Northern Italy)*. A Study in Quaternary Geology and Soil Development, 306 pp., Unicopli, Milano, Italy, 1987.
- Dé Brignoli di Brunnhoff G. (1836): *Relazione accademica dell'ultima eruzione accaduta nel vulcanetto aereo così detta Salsa di Sassuolo nel modenese e considerazioni geognostiche intorno alle salse e alle loro cause*. Tipografia Torreggiani & Compagno, Reggio. 64 pp.
- Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D. (1993): *La "Serie Ridotta" nel quadro della evoluzione geologica della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 49, 181-191.
- De Feyter A. (1991): *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geologica ultraiectina, 35, 1-168.
- 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)*. Italian Journal of Earth Sciences (Boll. Soc. Geol. It.), 126, 2, 323-331.
- Devoti R., Esposito A., Pietrantonio G., Pisani A.R., Riguzzi F. (2011): *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*. Earth and Planetary Science Letters, 311 (3-4), 1-12, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.034.
- Di Dio G., Calabrese L., Segadelli S. (2009): *Carta Geologica d'Italia, foglio 179 – Salsomaggiore Terme*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. S.EL.CA., L.A.C., SystemCart.
- Di Dio G., Zanzucchi G., Lasagna S., Preti D., Segadelli S., Martini A. (2005): *Carta Geologica d'Italia, foglio 199 – Parma sud*.

- APAT, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. S.EL.CA., Firenze.
- Di Giulio A., Mancin N., L. Martelli, F. Sani (2012): *Foredeep paleobathymetry and subsidence trends during advancing then retreating subduction: the Northern Apennine case (Oligocene-Miocene, Italy)*. Basin Research, 24, 1-25, doi: 10.1111/bre.12002.
- Di Naccio D., Boncio P., Brozzetti F., Pazzaglia F. J., Lavecchia G. (2013): *Morphotectonic analysis of the Lunigiana and Garfagnana grabens (northern Apennines, Italy): implications for active normal faulting*. Geomorphology 201, 293–311.
- DISS Working Group (2015): *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>
- Di Stefano R., Kissling E., Chiarabba C., Amato A., Giardini D. (2009): *Shallow subduction beneath Italy: Three-dimensional images of the Adriatic-European-Tyrrhenian lithosphere system based on high-quality P wave arrival times*. J. Geophys. Res., 114, B05305, doi:10.1029/2008JB005641.
- Di Stefano R., Bianchi I., Ciaccio M. G., Carrara G., Kissling E. (2011): *Three-dimensional Moho topography in Italy: new constraints from receiver functions and controlled source seismology*. Geochem. Geophys. Geosyst., 12, Q09006. Doi: 10.1029/2011GC003649.
- Doglion C. (1991): *A proposal for the kinematic modeling of W-dipping subductions: possible applications to the Tyrrhenian Apennines systems*. Terra Nova3 (4), 423–434. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00172.x>.
- Doglion C., Barba S., Carminati E., Riguzzi F. (2014): *Fault on-off versus coseismic fluids reaction*. Geosci. Front., 5, pp. 767–780 <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.08.004>.
- Dondi L., Mostardini F., Rizzini A. (1982): *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: “Guida alla geologia del margine appenninico-padano” a cura di Cremonini G., Ricci Lucchi F., Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. Ital., 47-58.
- Dondi L., D’Andrea M.G. (1986): *La Pianura Padana e Veneta dall’Oligocene superiore al Pleistocene*. Giornale di Geologia, 48, 197-225.
- Dziewonski A. M., Chou T.-A., Woodhouse J. H. (1981): *Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity*. J. Geophys. Res., 86, 2825-2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825
- Ekström, G., Nettles M., Dziewonski A. M. (2012): *The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes*. Phys. Earth Planet. Inter., 200-201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Elter, P., G. Giglia, M. Tongiorgi, Trevisan L. (1975) – *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the northern Apennines*. Boll. Geofis. Teor. Appl., 17, 3-18.
- Etioppe G., Martinelli G., Caracausi A., Italiano F. (2007): *Methane seeps and mud volcanoes in Italy: gas origin, fractionation and emission to the atmosphere*. Geophysical Research Letters 34, L14303. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030341>.
- Eva E., Solarino S., Boncio P (2014): *HypoDD relocated seismicity in northern Apennines (Italy) preceding the 2013 seismic unrest: seismotectonic implications for the Lunigiana-Garfagnana area*. Boll. Geof. Teor. Appl., Vol. 55, n. 4, 739-754. DOI 10.4430/bgta0131.
- Fantoni R., Franciosi R. (2010): *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei (2010) 21 (Suppl 1):S197–S209. DOI 10.1007/s12210-010-0102-4
- Finetti I. R., Boccaletti M., Bonini M., Del Ben A., Geletti R., Pipan M., Sani F. (2001). *Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern Apennines-Adriatic Sea*. Tectonophysics, 343, 135-163.
- Galli P., Meloni F. (1993): *Nuovo catalogo nazionale dei processi di liquefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia*. Il Quaternario, 6, 271–292.
- Galli P. e Camassi R. (eds.) (2009): *Rapporto sugli effetti del terremoto aquilano del 6 aprile 2009, Rapporto congiunto DPC-INGV*. <http://quest.ingv.it/it/quest-rilievi-macrosismici/882-aquilano-06-04-2009.html>.
- Galli P., Castenetto S., Peronace E. (2012): *Terremoti dell’Emilia - maggio 2012. Rilievo macrosismico MCS speditivo. Rapporto finale*. 15 giugno 2012. <http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/TerremotoEmiliaMCS.pdf>
- Gasperi G., Preti D., Bettelli G., Panini F., Pizzio M. (2005): *Carta Geologica d’Italia, foglio 219 –Sassuolo*. APAT, Servizio Geologico d’Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. S.EL.CA., Firenze.
- Geoinvest – ASM (2000): *Studio Idrogeologico sul conoide Trebbia-Nure: sintesi dei risultati*. Studio realizzato da Geoinvest srl per l’Azienda Servizi Municipalizzati di Piacenza, 20 pp.
- Ghelardoni R. (1965): *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell’Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 84, 276-290.
- Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Sergio Rogledi S., Rossi M., Aimone Vignolo A. (2010): *Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei (2010) 21 (Suppl 1): S131–S166.

- Ghiselli F., Martelli L. (1997): *Evoluzione dei campi di stress lungo il margine Appenninico-Padano dal Pleistocene medio all'Attuale: analisi strutturale dei depositi pleistocenici affioranti tra Castell'Arquato (Piacenza) e Rimini*. Il Quaternario, 10 (2), 439-444.
- Gruppo di Lavoro MS (2008): *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e CD-rom. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_public?contentId=PUB1137
- IAEA (2010): *Seismic hazards in site evaluation for nuclear installations*. Safety Standards Series No. SSG-9, p. 60, <http://www-ns.iaea.org/standards/>.
- ISIDe Working Group INGV (2015): Italian Seismological Instrumental and parametric Database. <http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>
- ISPRA-SGI (2010): *ITHACA - Catalogo delle faglie capaci*. ISPRA, Portale del Servizio Geologico d'Italia. <http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci>.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016): *DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>
- Lucente C.C., Manzi V., Ricci Lucchi F., Roveri M. (2002). *Did the Ligurian Sheet cover the whole thrust belt in Tuscany and Romagna Apennines? Some evidences from gravity emplaced deposits*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. 1, 393-398.
- Lucente C.C., Pini G.A. (2008): *Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-Miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy*. Basin Research, 20 (1), 49-71.
- Machette M.N. (2000): *Active, capable, and potentially active faults - a paleoseismic perspective*. Journal of Geodynamics, 29, 387-392.
- Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Viti M. (2009): *A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines system: implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines*. Tectonophysics, 476, 22-40.
- Marroni M., Treves B. (1998): *Hidden terranes in the Northern Apennines, Italy: a record of late Cretaceous-Oligocene transpressional tectonics*. Journ.Geol., 106, 149-162.
- Martelli (2015): *I terremoti dell'Appennino Bolognese. La geologia*. Nueter, XLI, n. 82, 387-395.
- Martelli L., Romani M. (a cura di) 2013: *Microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della pianura emiliana di maggio-giugno 2012 (Ordinanza del Commissario Delegato - Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012)*. Relazione finale e allegati in <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia>.
- Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi G., Madiati C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D. D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G. (2013): *Cartografia speditiva dell'amplificazione e del rischio di liquefazione nelle aree epicentrali del terremoto dell'Emilia 2012 ($M_L=5.9$)*. Atti 32° convegno GNGTS, Trieste 19-21 novembre 2013, sessione 2.2, 262-267.
- Martelli L., Benini A., Poccianti C., Rosselli S. (2014a): *Carta Geologica d'Italia, Foglio 253 - Marradi*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli. System Cart, Roma.
- Martelli L., Sani F., Bonini M., Corti G. (2014b): *Proposta preliminare per una nuova zonazione sismogenetica dell'Appennino settentrionale e aree limitrofe*. Atti 33° convegno nazionale GNGTS, Bologna 25-27 novembre 2014, sessione 2.1, 42-48.
- Martelli L., Santulin M., Sani F., Tamaro A., Bonini M., Rebez A., Corti G., Slejko D. (2017): *Seismic hazard of the Northern Apennines based on 3D seismic sources*. Journal of Seismology. DOI 10.1007/s10950-017-9665-1
- Martinelli G., Judd A. (2004): *Mud volcanoes of Italy*. Geol. J. 39, 49-61.
- Martinelli G., Ferrari G. (1991): *Earthquake forerunners in a selected area of Northern Italy: recent developments in automatic geochemical monitoring*. Tectonophysics 193, 397-410.
- Mele, G., Di Luzio E., Di Salvo C. (2013): *Mapping Moho depth variations in central Italy from PsMoho-P delay times: Evidence of an E-W transition in the Adriatic Moho at 42°N latitude*. Geochem. Geophys. Geosyst., 14, 3929-3938. doi:10.1002/ggge.20235.
- Merla G. (1951): *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 70, 95-382.
- Molinari F.C., Boldrini G., Severi P., Dugoni G., Rapti Caputo D., Martinelli G. (2007): *Riserve idriche della Provincia di Ferrara, parte prima*. Provincia di Ferrara - Servizio della Sostenibilità e Cooperazione Internazionale; Regione Emilia-Romagna - Servizio geologico, sismico e dei suoli; Università di Ferrara - Dipartimento di Scienze della Terra. DB Map, Firenze.
- Mosca L. (1983): *Manifestazioni di idrocarburi nella regione Emilia-Romagna*. ENI SpA, vol. 2, rapporto tecnico interno.
- Muir Wood R., Mallard D.J. (1992): *When is a fault "extinct"?*. Jour. Geol. Soc., London, 149, 251-255.

- NRC (1997): *Regulatory Guide 1.165. Identification and characterization of seismic sources and determination of safe shutdown earthquake ground motion*. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Office of Nuclear Regulatory Research, March 1997.
- Oppo D., Capozzi R., Picotti V. (2013): *A new model of the petroleum system in the Northern Apennines, Italy*. *Marine and Petroleum Geology* 48, 57-76.
- Paolucci E., Albarello D., D'Amico S., Lunedei E., Martelli L., Mucciarelli M., Pileggi D. (2015): *A large scale ambient vibration survey in the area damaged by May-June 2012 seismic sequence in Emilia Romagna, Italy*. *Bull. Earthquake Eng.*, 13(11): 3187-3206, DOI: 10.1007/s10518-015-9767-5.
- Patacca E., Scandone P. (1985): *Struttura geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. In: *Atti del Seminario "Progetto Cartografia Geologica, Bologna, 22-23 febbraio 1985, Regione Emilia-Romagna, Assessorato Programmazione e Bilancio*, 102-118.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990): *Tyrrhenian Basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425-451.
- Piana Agostinetti N., Amato A. (2009): *Moho depth and Vp/Vs ratio in peninsular Italy from teleseismic receiver functions*. *J. Geophys. Res.*, 114, B06303, doi:10.1029/2008JB005899.
- Piccardi L., F. Sani, M. Bonini, M. Boccaletti, G. Moratti, Gualtierotti A. (1997): *Deformazioni quaternarie nell'Appennino centro-settentrionale: evidenze ed implicazioni*. *Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences)*, 10, 273-280.
- Pieri M. e Groppi G. (1981). *Subsurface geological structure of the Po Plain*. *Pubbl.414, PF Geodinamica. C.N.R.* pp. 23.
- Pignone M., Castello B., Moschillo R., Nostro C., Selvaggi G. (2013): *La nuova carta della sismicità in Italia dal 2000 al 2012*. Centro Nazionale Terremoti, INGV.
- Pizzolo M., Segadelli S. (2016): *Carta Geologica d'Italia, foglio 200 – Reggio nell'Emilia*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. SystemCart, Roma.
- Plesi G., Chicchi S., Daniele G., Palandri S. (2000): *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 267-296.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G. (2006): *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. *Phys. Earth Planet. Int.*, doi:10.1016/j.pepi.2006.07.008,159/3-4, pp. 286-303.
- Pondrelli S., Salimbeni S. (2015): *Regional Moment Tensor Review: An Example from the European-Mediterranean Region*. In: *Encyclopedia of Earthquake Engineering* (pp. 1-15). Springer Berlin Heidelberg, doi: 10.1007/978-3-642-36197-5_301-1
- QUEST (2012): *Rapporto macrosismico sui terremoti del 20 (M_L 5.9) e del 29 maggio 2012 (M_L 5.8 e 5.3) nella pianura padano-emiliana*. Gruppo di lavoro INGV Roma e INGV Bologna. http://quest.ingv.it/images/quest/QUEST_Emilvia2012_RapportoFinale.pdf
- RER (1999): *Carta geologica di pianura dell'Emilia-Romagna*. A cura di D. Preti. Regione Emilia-Romagna, Servizio Sistemi Informativi Geografici, ufficio geologico. S.EL.CA., Firenze.
- RER – ENI, Agip (1998): *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna, ENI Agip Divisione Esplorazione e Produzione. S.EL.CA., Firenze, pp 120.
- RER (2016): *L'Emilia dopo il sisma. Report su quattro anni di ricostruzione*. <http://www.regione.emilia-romagna.it/terremoto/numeri/report-4-anni-ricostruzione-1>
- Ricci Lucchi F., Colalongo M.L., Cremonini G., Gasperi G., Iaccarino S., Papani G., Raffi I., Rio D. (1982): *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico*. In: "Guida alla geologia del margine appenninico-padano" a cura di Cremonini G. e Ricci Lucchi F., *Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. Ital.*, 17-46.
- Ricci Lucchi F. (1986): *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. In *Foreland Basins* (Eds. Allen, P.A. & Homewood, P.), *International Association of Sedimentologists Special Publications*, volume 8, Oxford: Blackwell Scientific Publications, pp. 105-139.
- Ricci Lucchi F., Ori G. (1985): *Field Excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland*. In *International Symposium on Foreland Basins* (Eds. Allen, P.H., Homewood, P., & Williams, G.), *Freiburg (CH)*, 2-4 Sept. 1985, pp. 137-176.
- RL - ENI (2002): *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia*. A cura di C. Carcano e Andrea Piccin. Regione Lombardia, ENI divisione Agip. S.EL.CA., Firenze, pp 132.
- Rogledi S. (2013): *Structural setting of the central Po Plain*. *Ingegneria Sismica, Anno XXX – N. 1-2*, 126-139.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds) (2016): *CPT115, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPT115>
- 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.
- Scognamiglio L., Tinti E., Michelini A. (2009): *Real-time determination of seismic moment tensor for Italian region*. *Bull. Seism. Soc. of Am.*, Vol. 99, No. 4, pp. 2223-2242, doi:10.1785/0120080104.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A. (2006): *GPS measurement of active strains across the Apennines*. *Ann. Geophys.*, 49 (1), 319–329.
- Severi P., Roveri M., Martelli L., Cibin U., Correggiari A., Quagliere S. (2005): *Carta Geologica d'Italia, foglio 256 – Rimini*. APAT, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. S.EL.CA., Firenze.
- Severi P., Martelli L., Caporale L., Benini A., De Nardo M. T. (2009): *Carta Geologica d'Italia, foglio 220 – Casalecchio di Reno*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. SystemCart, Roma.
- Severi P., Bonzi L. (2015): *Gli Acquiferi della pianura emiliano-romagnola. In Esperienze e prospettive nel monitoraggio delle acque sotterranee. Il contributo dell'Emilia-Romagna*. Pitagora Editrice, 560 p., Bologna.
- Simoni A., Elmi C., Picotti V. (2003): *Late Quaternary uplift and valley evolution in the Northern Apennines: Lamone catchment*. *Quaternary International*, 101-102, 253-267.
- Sirovich L., Pettenati F. (2015): *Source inversion of the 1570 Ferrara earthquake and definitive diversion of the Po River (Italy)*. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 5747–5763, doi:10.1002/2015JB012340.
- Slemmons D.B., McKinney R. (1977): *Definition of "Active Fault"*. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station Soil and Pavements Laboratory, Miscellaneous paper S-77-8, Final Report, May 1977, p. 22.
- Tapponnier P. (1977): *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 3, 437-460.
- Tarabusi G., Caputo R. (2015): *Mappatura dell'anticlinale di Mirandola, Italia, mediante misure HVSR*. Atti 34° convegno GNGTS, Trieste 17-19 novembre 2015, sessione 1.2, 75-82.
- Tarabusi G., Caputo R. (2016): *The use of HVSR measurements for investigating buried tectonic structures: the Mirandola anticline, Northern Italy, as a case study*. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. DOI 10.1007/s00531-016-1322-3
- Tassi F., Bonini M., Montegrossi G., Capecchiacci F., Capaccioni B., Vaselli O. (2012): *Origin of light hydrocarbons in gases from mud volcanoes and CH₄-rich emissions*. *Chemical Geology* 294–295, 113–126; doi:10.1016/j.chemgeo.2011.12.004.
- Teatini P., Ferronato M., Gambolati G., Bertoni W., Gonella M. (2005): *A century of land subsidence in Ravenna, Italy*. *Environ Geol* (2005) 47: 831–846 DOI 10.1007/s00254-004-1215-9.
- Ten Haaf E. (1985): *A structural review of the Bolognese Apennines (with two field trip itineraries)*. *Giornale di Geologia*, ser. 3, 47/1-2, 35-45.
- Tento A., de Franco R., Morrone A., Caielli G. (2004): *Registrazioni velocimetriche nell'area del comune di Santa Sofia (Forlì-Cesena) per la valutazione degli effetti di amplificazione sismica*. Rapporto finale, febbraio 2004, a cura di CNR-IDPA, Milano; disponibile presso il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.
- U.S. Environmental Protection Agency (1981): *Standards applicable to owners and operators of hazardous waste treatment storage and disposal facilities*. Code of Federal Regulations, Title 40, parts 122.25 (1) and 264.18 (a).
- USGS, Earthquake glossary: <http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/>
- Vai G.B. (1988): *The Lamone Valley; a field trip guide to the Romagna Apennines*. In: *Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines*. F.T. Guidebook International Workshop: Continental faunas at the Mio-Pliocene boundary, DE GIULI C. e VAI G.B. (eds). Faenza: march 1988, 70-76.
- Vannucci G., Gasperini P. (2004): *The new release of the database of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (Emma Version 2)*, *Ann. Geophys.*, 47, Suppl. To N. 1.
- Vercesi P. L., Piccin A., Di Dio G. (2005): *Carta Geologica d'Italia, foglio 179 – Ponte dell'Olio*. APAT, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. S.EL.CA., Firenze.
- Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Cenni N., Baglione M., D'Intinosante V. (2015): *Belt-parallel shortening in the Northern Apennines and seismotectonic implications*. *Int. J. Geosciences*, 6, 938-961.
- Wallace R. E. (ed.) (1986): *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington, D.C.
- Zattin M., Landuzzi A., Picotti V., Zuffa G.G. (2000): *Discriminating between tectonic and sedimentary burial in a foredeep succession, Northern Apennines*. *J. Geol. Soc. London*, 157, 629-633.
- Zoback M. L. (1992): *First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project*. *J. Geophys. Res.*, 97, 11703-11728.

Finito di stampare nel mese di giugno 2017 da:

