La presenza di 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 (cfr. figg. 2.6 e 2.11). Come risulta evidente dalla carta e dalla figura 2.11, i maggiori sistemi di conoide sono localizzati nell'Appennino Emiliano e nel riminese. L'Appennino Emiliano e il Montefeltro (settore Appenninico tra Rimini e Pesaro) è caratterizzato dalla presenza di litologie molto 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 da affioramenti di marne e arenarie fini della Formazione Marnoso-Arenacea e le conoidi dei fiumi romagnoli, dal Santerno al Savio, sono generalmente meno estese e più sabbiose. Tuttavia, dalla carta e dalla figura 2.11, è evidente che non tutti i fiumi emiliani formano conoidi delle stesse dimensioni. Osservando il profilo geologico longitudinale di figura 2.7, è possibile suddividere l'Appennino Emiliano 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 Tidone, Trebbia e Nure, il settore sollevato in corrispondenza del M. Cervellino e del M. Caio corrisponde alle porzioni superiori dei bacini Taro, Baganza, Parma ed Enza mentre l'alto strutturale nella parte centrale del profilo (Appennino modenese) corrisponde alle porzioni superiori dei bacini Secchia e Panaro.

Dalla figura 2.7 risulta anche evidente che tutto il settore compreso tra il T. Setta e il F. Marecchia è una blanda ma estesa anticlinale, con culminazione nel settore centrale dell'Appennino Romagnolo, in corrispondenza del F. 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 alii* (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 50.000. Ciò indica dunque che la coltre alloctona liguride era presente anche nel settore centrale dell'Appennino Romagnolo e che lo smantellamento, per erosione, 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 (calcilutiti, calcareniti, metamorfiti, calcari selciferi, graniti).

2.2 - LA PIANURA PADANA E LA COSTA ADRIATICA

Il quadro stratigrafico del sottosuolo padano-adriatico è molto simile a quello della successione del margine (fig. 2.10) descritto nel precedente capitolo. La successione stratigrafica del sottosuolo padano-adriatico, infatti, affiora parzialmente lungo il margine.

Come anticipato, dai profili sismici e dai sondaggi (vedere ad esempio le figg. 2.12, 2.13, 2.14 e 2.15, modificate da RER & ENI - Agip, 1998) risultano ben riconoscibili alcune *unconformities* che negli affioramenti del margine sono individuabili solo localmente o mediante campionature e analisi di laboratorio. È questo il caso, ad esempio, della discontinuità alla base del Pliocene medio, che segna l'inizio del ciclo P2 di Ricci Lucchi *et alii* (1982), e di quella che marca l'inizio del ciclo Qm Ricci Lucchi *et alii* (1982), circa corrispondente al passaggio Pliocene-Pleistocene.

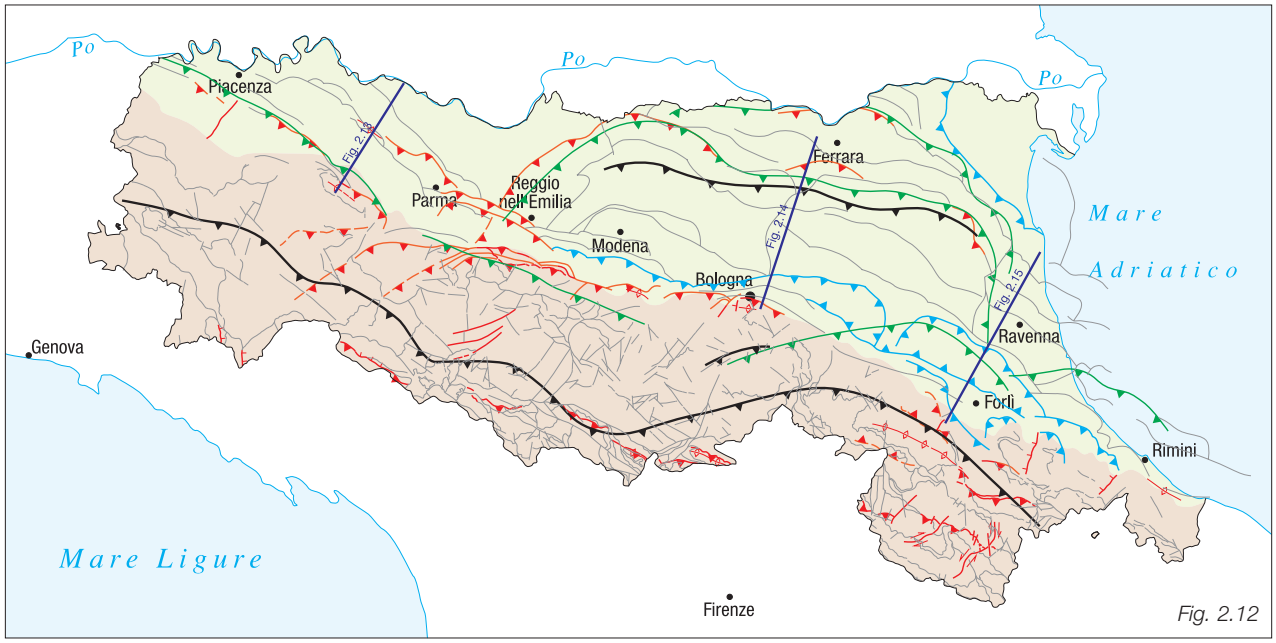


Fig. 2.12

Sovrascorrimenti attivi superficiali
Faglie estensionali superficiali attive
Faglie trascorrenti attive
Faglie attive con cinematica indeterminata
Anticlinale attiva
Sovrascorrimenti attivi nella successione carbonatica
Sovrascorrimenti attivi nel basamento
Sovrascorrimenti del Plio-Pleistocene inf. riattivati
Principali strutture neogeniche senza evidenze di attività recente

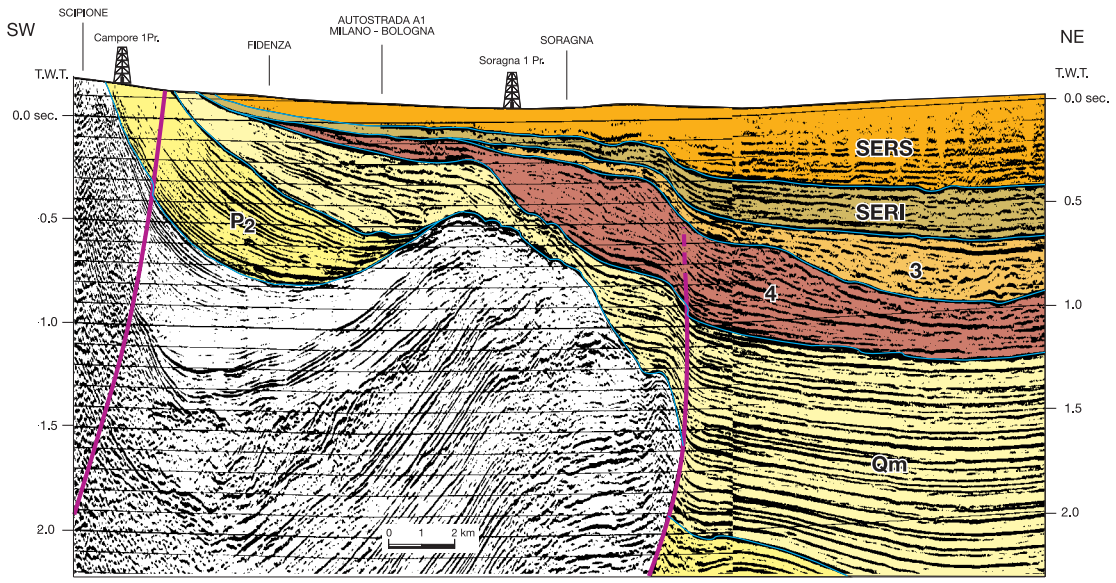


Fig. 2.13

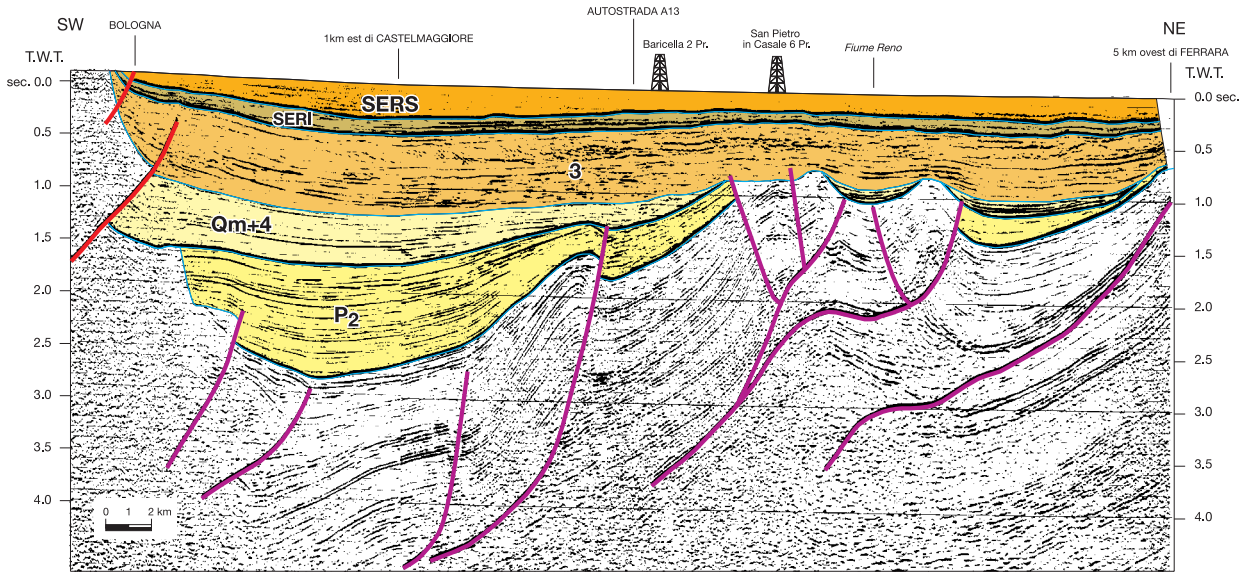


Fig. 2.14

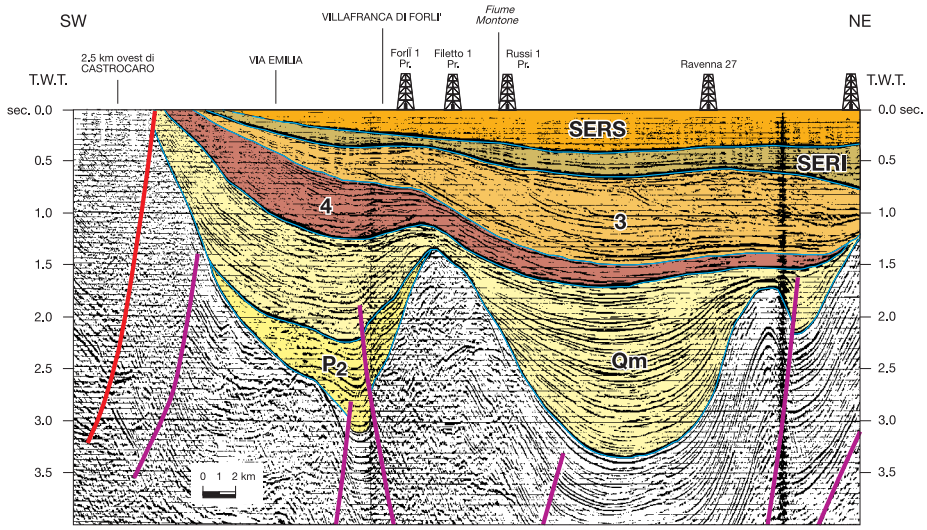


Fig. 2.15

Perciò nei profili geologici a corredo della carta è stato possibile rappresentare in modo dettagliato e continuo alcune discontinuità e limiti non rappresentati in carta.

Per le finalità della carta, individuare le deformazioni e le strutture recenti e attuali, è stata data maggiore importanza alla successione tardo-pliocenica e quaternaria e quindi nella stratigrafia del sottosuolo (fig. 2.10), e nei profili geologici, sono state rappresentate soprattutto le *unconformities* e le unità successive alla messa in posto della coltre alloctona (cicli P1b, P2, Qm e Qc di Ricci Lucchi *et alii*, 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*); la base del ciclo Qm (1,73 Ma), di poco successiva al limite Pliocene-Pleistocene (1,8 Ma); la base del Pleistocene medio, corrispondente all'inizio della sedimentazione delle facies costiere (1 Ma) 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) (vedere ad esempio le figg. 2.13, 2.14 e 2.15); tuttavia le Sabbie gialle e le Sabbie di Imola, essendo spesse solo poche decine di metri, quindi non sono facilmente rappresentabili nei profili alla scala 1:250.000. Inoltre, come anticipato nel precendete capitolo, in affioramento anche il SERI si presenta piegato come il sottostante substrato (Sabbie gialle e Sabbie di Imola). Per questi motivi, quindi, nei profili geologici Sabbie gialle, Sabbie di Imola e depositi del SERI sono stati accorpati (unità b).

Essendo la *unconformity* alla base del SERS la superficie di discordanza angolare più recente riconoscibile a scala regionale (< 0,45 Ma), la geometria di questa superficie è uno dei caratteri stratigrafici più evidenti per l'individuazione delle deformazioni recenti ed attuali (< 0,45 Ma). Perciò, in carta è stata rappresentata la quota della base del SERS (fig. 2.16), con sfumature di colore corrispondenti ad intervalli di 50 metri, perlopiù derivata dalla tavola 1 di RER & ENI - Agip (1998). Nei profili geologici i depositi del SERS sono indicati con la sigla a).

3 - I DATI SISMICI DELL'EMILIA-ROMAGNA

La sismicità rappresenta uno strumento indispensabile per le analisi sismotettoniche e un utile supporto alla geologia strutturale, in quanto varie tipologie di dati sismici, ottenuti attraverso differenti metodologie, possono fornire indicazioni per l'identificazione e la caratterizzazione delle strutture geologicamente attive.

Con il termine generico di "dati sismici", si intende tutto l'insieme delle informazioni disponibili sui terremoti avvenuti in passato, ottenute secondo metodi di analisi di tipo sia strumentale che non. I dati strumentali consistono essenzialmente in registrazioni del moto del terreno dalle quali è possibile ricavare l'ipocentro (in termini di latitudine, longitudine, profondità e relative incertezze), così come la dimensione (in termini di magnitudo o momento sismico) e la tipologia del meccanismo del terremoto (in termini di parametri di faglia o di tensore momento). I dati non strumentali, invece, consistono essenzialmente in informazioni sulla distribuzione spaziale degli effetti indotti dal terremoto sulle persone, sulle cose e sull'ambiente, dalle quali, attraverso la codifica di una scala macrosimica, è possibile ricavare la localizzazione, la magnitudo equivalente, le dimensioni fisiche ed anche l'orientazione della struttura sismogenetica.

Per la caratterizzazione della sismicità della regione Emilia-Romagna è stato fatto riferimento all'area compresa tra gli estremi di coordinate 45.3333° di latitudine nord, 43.6667° di latitudine sud, 9° di longitudine ovest e 12.8° di longitudine est. Nell'area in oggetto sono stati riportati gli epicentri relativi ai terremoti strumentali, storici ed i dati concernenti i meccanismi focali presenti in letteratura. In particolare, per gli eventi strumentali, sono stati utilizzati i dati provenienti da una revisione del "Catalogo Strumentale dei Terremoti Italiani" (CSTI; Gruppo di Lavoro Catalogo Strumentale, 2001) con estensione fino al 2002, per i terremoti storici i dati provenienti da una versione aggiornata ed estesa al 2002 del "Catalogo Parametrico dei terremoti Italiani" (CPTI; Gruppo di lavoro CPTI, 1999) e per i meccanismi focali i dati presenti nella letteratura specialistica

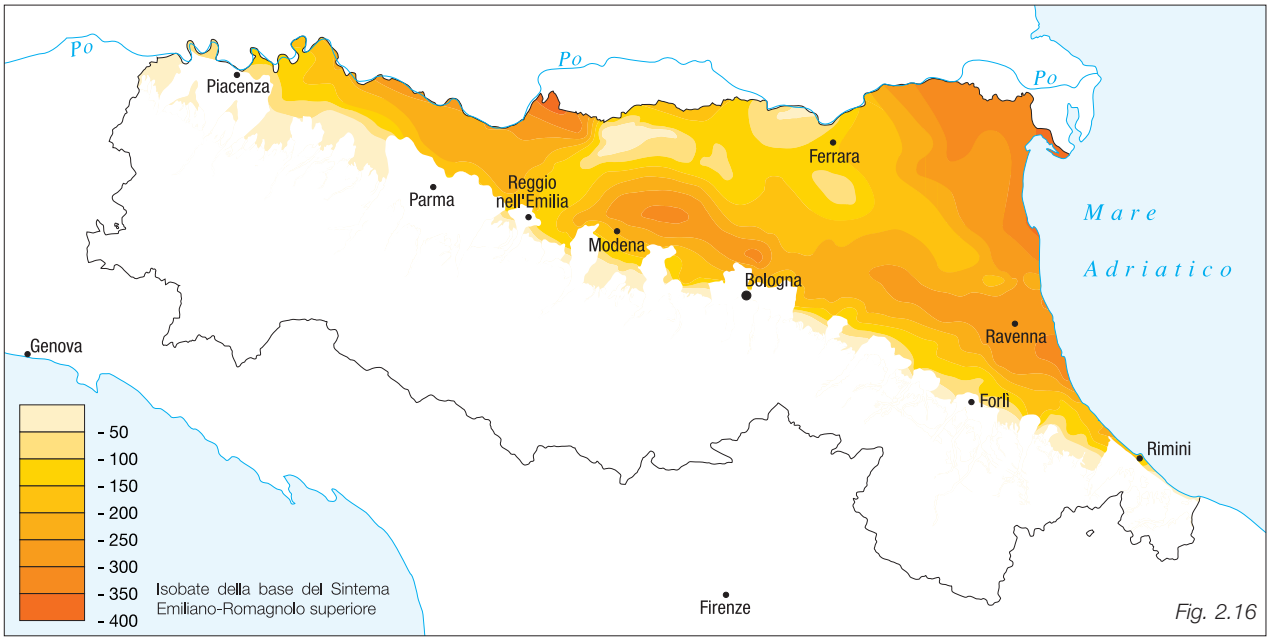


Fig. 2.16

revisionati ed inseriti in un catalogo di recente pubblicazione: "Earthquake Mechanisms of Mediterranean Area" (EMMA; Vannucci & Gasperini, 2003). Per gli eventi storici e limitatamente alla zona compresa nel confine regionale o nelle sue immediate vicinanze, sono state elaborate "*box*" macrosismiche, ovvero aree di forma rettangolare che definiscono, secondo la metodologia presentata da Gasperini *et alii* (1999), l'area dove è maggiore la probabilità di localizzare la proiezione superficiale della struttura sismogenetica responsabile del terremoto.

3.1 - SISMICITÀ STRUMENTALE: Catalogo Strumentale dei Terremoti Italiani (CSTI, 2001)

All'interno dell'area in esame sono stati estratti 5879 terremoti dalla versione aggiornata del Catalogo Strumentale dei Terremoti Italiani (CSTI, 2001). Tali localizzazioni ipocentrali derivano da dati strumentali della rete sismica nazionale integrata con i dati provenienti da misure effettuate con reti sismiche locali, relativi a terremoti avvenuti tra il 1981 e il 2003.

Ogni terremoto è identificato da una serie di parametri quali il riferimento temporale, le coordinate geografiche e la profondità dell'ipocentro, la magnitudo, le incertezze relative alla localizzazione epicentrale. L'intero datasets utilizzato è riportato in tabella 1 (in appendice nel CD allegato).

Nella carta è stato scelto di rappresentare gli eventi con magnitudo M≥4; ogni evento è stato rappresentato con un cerchio pieno di colore blu e diametro proporzionale alla magnitudo. I dati sono stati raggruppati in tre classi:

1) terremoti con magnitudo compresa tra 4 e 5 (4≤M<5);

2) terremoti con magnitudo compresa tra 5 e 5.5 (5≤M<5.5)

3) terremoti con magnitudo uguale o superiore a 5.5 (M≥5.5).

Negli schemi a corredo (1-4) sono stati riportati tutti gli eventi strumentali per intervalli di profondità dell'ipocentro (schema 1: profondità < 15 km; schema 2: profondità compresa tra 15 e 25 km; schema 3: profondità compresa tra 25 e 35 km; schema 4: profondità > 35 km); ogni evento è stato rappresentato con un cerchio pieno di colore giallo e diametro proporzionale alla magnitudo. I dati sono stati raggruppati in due classi:

1) terremoti con magnitudo minore di 4 (M<4);

2) terremoti con magnitudo maggiore e uguale a 4 (M≥4).

I dati strumentali ricadenti entro fasce di 20 km di larghezza all'intorno delle sezioni a corredo della carta sono stati anche proiettati lungo gli spaccati delle sezioni.

È necessario osservare che, secondo quanto dichiarato dagli stessi autori, le localizzazioni ipocentrali del catalogo CSTI non sono adatte per analisi sismotettoniche di dettaglio (come ad es. la ricostruzione tridimensionale dei piani di faglia dalla distribuzione delle repliche di un evento principale) a causa delle incertezze sui parametri di localizzazione soprattutto per quanto attiene la profondità ipocentrale. Tuttavia, tali dati possono fornire un utile supporto all'interpretazione di spaccati geologico-strutturali in cui le principali ricostruzioni dell'andamento delle strutture tettoniche siano dedotti da altre informazioni.

Ogni terremoto è stato rappresentato con un cerchio proporzionale alla magnitudo; la profondità ipocentrale corrisponde al centro del cerchio.

Sia in carta che negli schemi a corredo (1-4) sono stati riportati anche i meccanismi focali disponibili (v. 3.4). Anche in questo caso la dimensione del cerchio è proporzionale alla magnitudo (v. legende).

3.2 - EPICENTRI MACROSISMICI: Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI, 1999)

Nella carta sono stati rappresentati 359 terremoti storici con magnitudo equivalente maggiore o uguale a 4, avvenuti tra il 1168 e il 2002, che ricadono all'interno del confine della regione Emilia-Romagna o nelle sue immediate vicinanze. Per ogni evento in catalogo è stato riportato l'epicentro, mentre per gli eventi più forti (M ≥ 5.5) sono state disegnate anche le *"box"* sismogenetiche. In tabella 2 (in appendice nel CD allegato) sono elencati i parametri di tutti gli eventi, quali latitudine, longitudine, data evento, nome della località, numero di dati disponibili (numero località con valutazione dell'intensità macrosismica), magnitudo equivalente.

In tabella viene riportata una statistica dell'occorrenza dei terremoti storici che ricadono nell'area di studio, suddivisi per classe di intensità e magnitudo.

Anche per i terremoti storici è stato scelto di rappresentare gli epicentri con cerchio pieno ma di colore rosso

Terremoti storici presenti sul CPTI localizzati all'interno del confine della Regione Emilia-Romagna

Soglia Intensità epicentrale	Numero terremoti per soglia di Intensità	Soglia Magnitudo Ma	Numero terremoti per soglia di Magnitudo
≥ VI	283	≥ 4	347
≥ VII	115	≥ 4.5	173
≥ VIII	35	≥ 5	71
≥ XI	11	≥ 5.5	24
≥ X	2	≥ 6	4

e diametro proporzionale alla magnitudo dell'evento stesso secondo la stessa classificazione indicata per gli eventi strumentali recenti (4≤M<5; 5≤M<5.5; M≥ 5.5).

Per una più dettagliata discussione della metodologia utilizzata per determinazione dei parametri dei terremoti si rimanda all'introduzione del catalogo CPTI (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999).

3.3 - SORGENTI SISMOGENETICHE DA DATI MACROSISMICI: metodo delle "*BOX*"

(Gasperini *et alii*, 1999)

Le informazioni sugli effetti macrosismici, trasformate in dati quantitativi attraverso la scala di intensità Mercalli Cancani Sieberg (MCS) (Sieberg, 1932), forniscono una distribuzione spaziale del risentimento dalla quale è possibile ricavare parametri fisici inerenti la struttura sismogenetica responsabile del terremoto. Negli ultimi anni, i vari studi e ricerche che sono stati condotti in questo settore hanno permesso di ricavare informazioni che spaziano dalla localizzazione dell'epicentro macrosismico alla stima della magnitudo, dalla stima delle dimensioni fisiche della sorgente sismogenetica fino alla valutazione del suo orientamento.

Tali informazioni sono molto importanti per una duplice ragione: 1) esse prendono in esame terremoti generalmente abbastanza forti e 2) abbracciano un arco temporale molto più ampio di quello analizzabile con la sola informazione strumentale. In quest'ottica esse risultano essenziali per l'individuazione di strutture tettonicamente attive di una certa dimensione ed importanza.

Fino a qualche decennio fa i dati macrosismici erano

considerati di scarsa qualità e fondamentalmente non adatti a fornire stime quantitative affidabili. Negli ultimi anni, è stato compiuto un grosso sforzo di evoluzione metodologica e di approfondimento della ricerca, sfruttando competenze oltre che sismologiche anche di tipo storico e linguistico, che ha portato ad un netto miglioramento della qualità e della quantità dell'informazione relativa agli effetti indotti dai terremoti nel tempo e nello spazio. I *database* che raccolgono le distribuzioni dell'intensità in Italia come il "Catalogo dei Forti Terremoti in Italia" (CFTI, Boschi *et alii*, 2000), e "DOM4.1" (Monachesi & Stucchi, 1997) hanno permesso lo sviluppo e l'applicazione di nuove tecniche di trattamento dei dati grazie anche al grande numero di punti di controllo dell'intensità che sono stati resi disponibili per molti terremoti. L'analisi delle informazioni contenute, sotto forma di distribuzione dell'intensità, può essere dunque utilizzata per quantificare e descrivere i parametri essenziali delle strutture sismogenetiche, nella stessa misura di quelle strutture per le quali sono disponibili dati di tipo strumentale (Gasperini *et alii*, 1999). Attraverso lo studio dei campi macrosismici dell'intensità dei terremoti storici, Gasperini *et alii* (1999) hanno messo a punto una metodologia che permette proprio di ricavare indicazioni sulle dimensioni fisiche e l'orientazione della faglia generatrice, utilizzando rispettivamente relazioni empiriche (Wells & Coppersmith, 1994) ed un algoritmo originale messo a punto dagli autori stessi. Questi parametri, assieme alla localizzazione dell'epicentro macrosismico e la determinazione del momento sismico, permettono di identificare strutture sismogenetiche oppure di dedurre queste ultime sia 1) dall'analisi delle relazioni spaziali fra sorgenti adiacenti, sia 2) dalle relazioni tra strutture ed altri terremoti storici e strumentali più piccoli (che non hanno prodotto danni nell'ambiente naturale ed antropico), sia 3) attraverso il ricorso ad osservazioni di natura geologica.

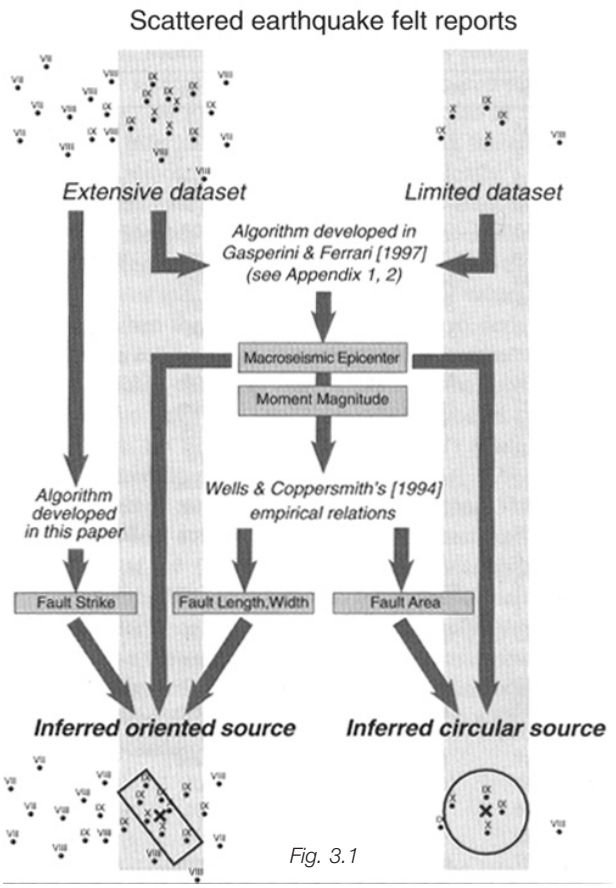


Fig. 3.1

La caratterizzazione di una sorgente sismogenetica in generale si basa sulla possibilità di scoprire evidenze geologiche per eventi precedenti, paleo-terremoti o almeno evidenze geologiche per il tasso di deformazione tettonica associato; pratica possibile, tuttavia, soltanto per un numero limitato di grandi strutture che costituiscono una piccola frazione di tutti i terremoti potenzialmente dannosi. Le stime di incertezza tendono inevitabilmente ad essere più grandi nel caso di terremoti storici non associati con strutture tettoniche conosciute.

In assenza di un modello fisico che spieghi la distribuzione spaziale dell'intensità (in particolare una funzione per convertire lo scuotimento del suolo, la velocità e l'accelerazione in un campo di risentimento), i soli dati macrosismici non sono in grado di vincolare efficacemente quei parametri della sorgente sismogenetica che non hanno una semplice corrispondenza con l'intensità osservata, quali *dip* e *slip* della faglia (Gasperini *et alii*, 1999).

Al contrario, l'azimut (*strike*) della sorgente risulta in qualche modo correlato con la distribuzione degli effetti, come già intuito in passato da Shebalin (1973) il quale tuttavia non tradusse le osservazioni in riscontri obiettivi a causa dell'approccio "soggettivo" adottato nel tracciamento delle isosisme (linee tracciate manualmente in modo da contornare le aree con equale risentimento di intensità). Anche il tentativo recente di produrre isosisme più "oggettive" attraverso programmi di *contouring* automatico (De Rubeis *et alii*, 1992) non supera comunque l'ostacolo della quantificazione del risultato, limitandosi a deduzioni visuali (e quindi soggettive) dei risultati.

La metodologia messa a punto da Gasperini *et alii* (1999), si articola in 5 passaggi fondamentali (fig. 3.1):

1. localizzazione dell'epicentro macrosismico (Gasperini & Ferrari, 2000);
2. determinazione della magnitudo equivalente *M* (Gasperini & Ferrari, 2000);
3. assegnazione delle dimensioni della sorgente utilizzando la magnitudo equivalente ed una relazione empirica fornita da Wells & Coppersmith (1994) per derivare le dimensioni fisiche (lunghezza e larghezza) della sorgente sismogenetica responsabile della rottura; in particolare, per la lunghezza di rottura (*RLD*) e la larghezza (*RW*) ed utilizzando la magnitudo equivalente M, risulta:

$$\mathrm{Log10}(RLD) = 0.59\ (+\text{-}0.002)^{*}\ M - 2.44\ (+\text{-}0.11)$$
$$\mathrm{Log10}(RW) = 0.32\ (+\text{-}0.002)^{*}\ M - 1.01\ (+\text{-}0.1)$$

4. determinazione dell'azimut, una volta stimate le dimensioni fisiche della sorgente;
5. rappresentazione della sorgente; quest'ultima viene delineata per mezzo di un rettangolo (centrato sull'epicentro macrosismico) che individua o la proiezione in superficie della faglia responsabile del terremoto o la proiezione in superficie della porzione di crosta all'interno della quale la struttura sismogenetica ha maggiori probabilità di essere localizzata; semplificando la realtà e assumendo che il meccanismo predominante delle faglie italiane sia "*dip slip*", in prima approssimazione la larghezza del rettangolo che delinea ogni sorgente viene plottata come se rappresentasse la proiezione di una faglia che si immerge di 45° in una direzione non specificata perpendicolare allo *strike* della faglia (Gasperini *et alii*, 1999).

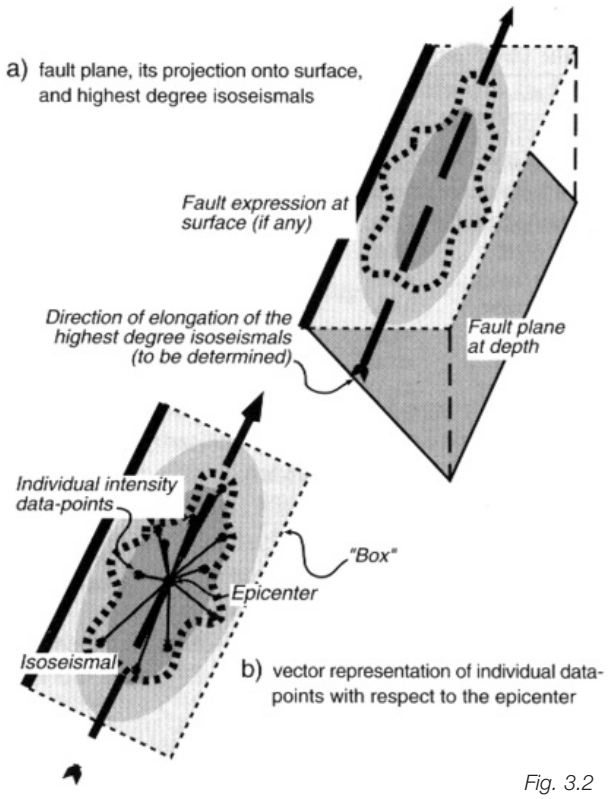


Fig. 3.2

In questo modo, partendo da dati di piani quotati di terremoti contenenti un numero significativo di località, è possibile derivare indicazioni sulla grandezza e sull'orientamento della struttura sismogenetica (fig.3.2).

La metodologia messa a punto da Gasperini *et alii* (1999) è relativa soprattutto ai punti 4 e 5 del precedente schema e deriva dalle assunzioni che 1) la direzione di massimo allungamento dell'isosisma di più alto grado sia controllata dalla geometria della struttura sismogenetica, 2) la stessa isosisma di più alto grado tenda ad approssimare la proiezione della faglia in superficie. Con queste considerazioni viene ipotizzata una connessione fisica tra la sorgente (in profondità) e la distribuzione geometrica dello scuotimento (in superficie).

La stima dell'azimut della struttura sismogenetica si basa su un'analisi statistica condotta calcolando l'orientazione media delle località con intensità superiore ad una soglia stabilita, ovvero considerando distanza ed azimut che ogni punto di data intensità forma con l'epicentro macrosismico stimato. Particolare attenzione deve dunque essere dunque rivolta alla scelta di tale valore, il cui compito successivo sarebbe quello di "filtrare" un numero di località dal quadro complessivo del risentimento che permetta di ricavare lo *strike* della struttura.

Un criterio ragionevole per scegliere la soglia di intensità da adottare sarebbe quello di selezionare tutte le località distribuite in un'area con dimensioni comparabili a quelle della sorgente. In termini di calcolo, ciò significa determinare la distanza media epicentrale delle località scelte che meglio approssima la semilunghezza della faglia responsabile del terremoto, stimata attraverso il momento sismico M con l'ausilio delle formule di Wells & Coppersmith (1994). Poiché, in questo modo potrebbero essere incluse anche intensità notevolmente più basse della massima osservata (per effetto dell'incompletezza nella distribuzione dei dati, di effetti locali di amplificazione o attenuazione e di sovrastima del momento sismico) è stata inserita una ulteriore condizione che limita l'utilizzo di intensità inferiori ad un grado e mezzo rispetto al massimo grado osservato.

Sempre nei riguardi della stima dell'azimut, è stato assegnato un "peso" per ogni punto di data intensità in funzione della distanza epicentrale in quanto, per un sito con intensità elevata, maggiore è tale distanza e maggiore è la probabilità che questo si trovi in prossimità della struttura sismogenetica. Il peso di ciascun punto utilizzato per la stima dello *strike* della faglia viene assegnato invertendo la relazione di attenuazione CRAM (un acronimo per *cubic root attenuation model*) (Berardi *et alii*, 1993) ed è pari alla radice cubica del rapporto tra la distanza effettiva della località dall'epicentro e la distanza media normalizzata per ciascun grado di intensità.

Il metodo presentato da Gasperini *et alii* (1999) è stato confrontato con dati geologici, con elementi di tettonica attiva e con osservazioni di altra natura, al fine di comprovarne l'efficacia. I risultati di tali confronti per alcuni terremoti dell'Italia centro-meridionale presentano buoni accordi (differenze massime dell'ordine di 20°) sia rispetto alle soluzioni focali CMT (Dziewonski *et alii*, 1981) che ad elementi di geologia superficiale e di tettonica attiva.

Infine come anche segnalato dagli stessi Gasperini *et alii* (1999), esistono delle limitazioni nel metodo proposto: in particolare l'attendibilità dell'azimut aumenta in maniera direttamente proporzionale con il numero di località disponibili e tende ad essere minore nel caso di distribuzioni uniformi dei punti di intensità. L'eventuale uniformità della distribuzione dei dati di intensità viene verificata attraverso i test statistici di *Kuiper* e di *Rayleigh* (Rock, 1988). Entrambi forniscono la significatività dell'ipotesi uniforme ovvero la probabilità che il valore di orientamento medio stimato sia casuale e quindi che non esista una orientazione prevalente. Per valori di significatività minori di 0.05 (e tentativamente di 0.10) l'esistenza di una direzione prevalente nella distribuzione delle intensità può essere considerata una caratteristica reale e di conseguenza l'azimut medio calcolato può essere assunto come rappresentativo della sorgente sismica. In presenza di una disposizione isotropa (*uniform*), invece, ogni direzione ha la stessa probabilità delle altre di rappresentare l'orientazione prevalente e quindi l'azimut stesso è indeterminato.

In tabella 3 (in appendice nel CD allegato) sono riportate le informazioni che hanno consentito il calcolo delle *""box""* per i più forti eventi che ricadono in Emilia-Romagna e nelle immediate vicinanze dello stesso, mentre di seguito viene riportata una tabella con le indicazioni dei principali parametri delle stesse *""box""* sismogenetiche. In grassetto sono indicati quelli effettivamente rappresentati sulla carta, mentre i rimanenti non sono stati riportati a causa della bassa significatività dei test statistici e dell'alto grado di incertezza dell'azimut ad essi associato. Quando il nome presente nel campo "località o luogo epicentrale" è riportato in maiuscolo si intende che il dato origine sia derivato dal catalogo "DOM4.1: un *database* di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno" (Monachesi & Stucchi, 1997), mentre se tale campo è riportato in minuscolo si intende che il dato origine provenga dal "Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a. C. al 1997" (Boschi *et alii*, 2000).

Lat	Lon	Me	Località o luogo epicentrale	Ndati	NdAz	Azimuth+err	Te Kuiper	Te Fisher	Data evento	M	Strike	errore
44.432	9.851	5.7	ALTA LUNIGIANA	112	4	112+-050	uniform	Uniform	1834-02-14 13:15,00	5.7	112.0	50.3
44.175	10.182	5.7	ALPI APUANE	60	18	011+-014	<0.01	<0.01	1837-04-11 17:50,00	5.7	11.4	13.3
44.133	12.063	5.6	MELDOLA	41	5	117+-038	uniform	Uniform	1870-10-30 18:34,00	5.6	117.0	38.3
44.497	10.283	5.6	LIGURIA ORIENTALE	64	3	175+-129	uniform	Uniform	1873-09-17 00:00,00	5.6	175.0	129.0
44.062	12.547	5.8	Romagna sud-orientale	135	3	136+-021	<0.01	<0.05	1875-03-17 23:51,00	5.8	135.8	20.7
44.579	11.688	5.5	BASSA PADANA	744	3	155+-023	<0.01	<0.05	1909-01-13 00:45,00	5.5	155.2	23.0
43.911	10.598	5.8	GARFAGNANA	589	16	109+-020	<0.01	<0.01	1914-10-27 09:22,00	5.8	109.2	20.0
44.010	12.623	5.8	Alto Adriatico	131	3	123+-028	<0.05	Uniform	1916-05-17 12:50,00	5.8	123.2	28.4
43.961	12.671	5.7	Alto Adriatico	256	36	119+-019	<0.01	<0.01	1916-08-16 07:06,14	5.7	119.3	19.4
43.917	11.933	5.9	Appennino romagnolo	188	3	151+-002	<0.01	<0.025	1918-11-10 15:12,28	5.9	151.0	2.4
43.957	11.482	6.3	Mugello	507	32	080+-013	<0.01	<0.01	1919-06-29 15:06,13	6.3	79.8	13.1
44.185	10.278	6.5	Garfagnana	701	72	110+-006	<0.01	<0.01	1920-09-07 05:55,40	6.5	109.9	6.0
44.814	10.345	5.7	Parmense	230	3	088+-002	<0.01	<0.01	1971-07-15 01:33,23	5.7	87.6	1.9

3.4 - MECCANISMI FOCALI

I soli parametri ipocentrali non forniscono informazioni sulla cinematica del processo o sulle proprietà fisiche della struttura responsabile del terremoto stesso. Per poter risalire a tali caratteristiche è necessario ricorrere a metodologie di analisi appropriate e in grado di determinare l'orientamento spaziale della struttura sismogenetica e la direzione di scorrimento.

Da un punto di vista fisico, un terremoto corrisponde alla rapida liberazione, sotto forma di onde elastiche, dell'energia di deformazione accumulata dalle forze tettoniche, quando lo sforzo di taglio supera il limite di resistenza del mezzo. Un terremoto è il risultato della risposta fragile della crosta terrestre ad un campo di sforzo che può essere rappresentato da una coppia di forze (frecce blu in fig. 3.3) che agisce in modo simmetrico ed in verso opposto ai due lati della faglia. Il modulo del momento torcente di questa coppia è detto momento sismico scalare ed è pari a

$$M_0 = \mu u A$$

dove μ è il modulo elastico di taglio (rigidità), u il rigetto cosismico ed A l'area di frattura. Affinché vi sia equilibrio occorre anche che una seconda coppia di forze (frecce rosse) agisca in senso opposto alla prima in modo che il momento totale sia nullo. Per questo il meccanismo è detto di "doppia coppia".

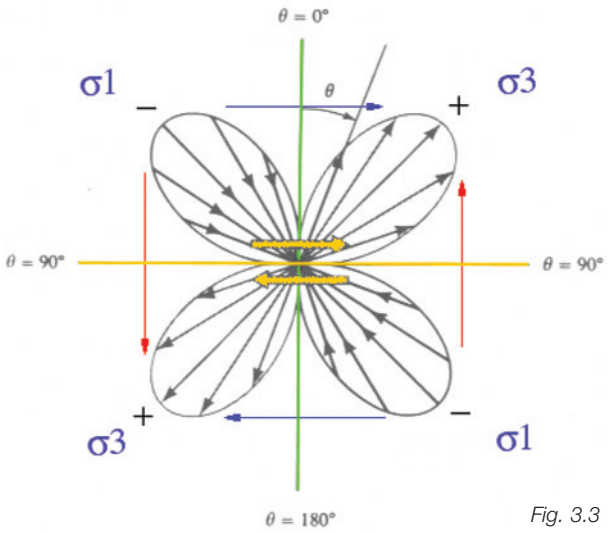


Fig. 3.3

Dal momento sismico è possibile ricavare una definizione di magnitudo, detta "magnitudo momento sismico" (Mw), che ha il vantaggio di non "saturare" per valori alti come accade invece per le magnitudo basate sulla misura dell'ampiezza delle onde sismiche (Hanks & Kanamori,1979)

$$M_W = 2/3\ (\mathrm{Log}_{10} M_0 - 6)$$

La stima del momento sismico può essere effettuata sia attraverso la determinazione diretta dei vari parametri geofisici (rigidità) e geologici (rigetto o *slip* della faglia misurato sul terreno, area della superficie di rottura), sia attraverso metodi basati sul confronto tra sismogrammi reali e teorici. D'altra parte, la relazione tra momento sismico e magnitudo permette di ricavare informazioni fisiche sulla sorgente sismogenetica, quali la lunghezza e la larghezza della struttura sismogenetica, l'area interessata dalla rottura e lo spostamento cosismico indotto dal terremoto.

Il piano su cui avviene la rottura sismica prende il nome di "piano principale" (in giallo in fig. 3.3), mentre un piano ad esso ortogonale, e ortogonale anche alla direzione di scorrimento, viene indicato come "piano ausiliario" (in verde). Queste superfici vengono anche definite "piani nodali" poiché durante un terremoto l'ampiezza delle oscillazioni radiali è nulla lungo tali direzioni. L'ampiezza è invece massima nelle due direzioni poste a 45°, che corrispondono alle "direzioni principali" di minimo (σ1) e massimo (σ3) sforzo tettonico compressivo, per cui la polarità dei primi impulsi delle onde P (primarie o volumetriche) generate dal terremoto assume la caratteristica forma "a quadrifoglio" mostrata in figura 3.3. Per convenzione sismolo-

gica si considera positiva ("+", fig. 3.3) la direzione del moto che va dalla sorgente verso l'esterno. A causa delle proprietà di propagazione delle onde sismiche nella Terra, se rilevato su un sismometro a componente verticale, tale moto risulta diretto verso l'alto. Per la stessa convenzione la direzione del moto dall'esterno verso la sorgente (e verso il basso di un sismometro verticale) è considerato a polarità negativa ("-"). Come detto l'ampiezza degli impulsi registrati è massima lungo le due direzioni principali ($\sigma 1$ e $\sigma 3$), mentre è nulla lungo le direzioni dei piani nodali dove, per altro, la polarità risulta di difficile individuazione.

Quando si verifica un terremoto, è possibile ricostruire il *pattern* dei primi impulsi in ogni zona e quindi anche, per via grafica oppure analitica, il meccanismo focale. A questo fine, le polarità rilevate dalle varie stazioni vengono riportate su una "sfera focale" che circonda idealmente la sorgente, nei punti in cui questa è attraversata (normalmente nella sua metà inferiore) dai tragitti delle onde sismiche (fig. 3.4). Successivamente le intersezioni e le relative polarità sono proiettate, in funzione dell'angolo con la verticale (i) e dell'azimut rispetto alla sorgente (ϕ), sul piano equatoriale secante la sfera focale stessa attraverso una proiezione stereografica polare (reticolo di *Wulff*) oppure equiarea zenitale (reticolo di *Schmidt*) (fig. 3.5). Il risultato è un diagramma di forma circolare in cui possono essere disegnate le tracce dei piani nodali (in blu) che meglio separano le aree con prevalente polarità positiva da quelle a prevalente polarità negativa.

In figura 3.6 sono mostrati vari esempi di meccanismi focali per diverse tipologie di faglie. Per convezione i quadranti colorati in nero (o in altro colore) indicano le polarità positive e quindi il movimento estensivo mentre quelli in bianco le polarità negative e il movimento compressivo. In letteratura i meccanismi focali vengono riportati analiticamente attraverso parametri angolari, due dei quali (*strike*, ϕ e *dip*, δ) individuano l'orientamento del piano di faglia nello spazio ed il terzo (*rake*, λ) la direzione di scorrimento sismico lungo la faglia stessa. Lo *strike* è definito come l'azimut geografico della traccia in superficie del piano di faglia, vale a dire l'angolo destrogiro compreso tra la direzione del Nord e la traccia stessa (variabile tra 0 e 360°). Il *dip* corrisponde all'angolo di inclinazione della faglia rispetto al piano orizzontale, lungo la direzione di massima pendenza (variabile tra 0 e 90°). Il *rake* è dato dall'angolo sinistrogiro, misurato sul piano di faglia, tra la direzione della traccia della faglia e la direzione di scorrimento del "tetto" rispetto al "muro" (variabile tra -180° e +180°). Il *rake* è il parametro che caratterizza lo stile tettonico di una faglia: λ=0° e λ=180° corrispondono a meccanismi trascorrenti (*strike-slip*) rispettivamente sinistri e destri mentre λ=-90° e λ=90° indicano rispettivamente meccanismi normali e inversi (*dip-slip*).

Il modo più completo per rappresentare la cinematica

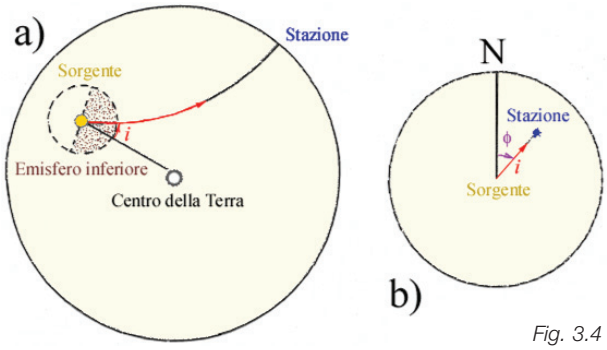


Fig. 3.4

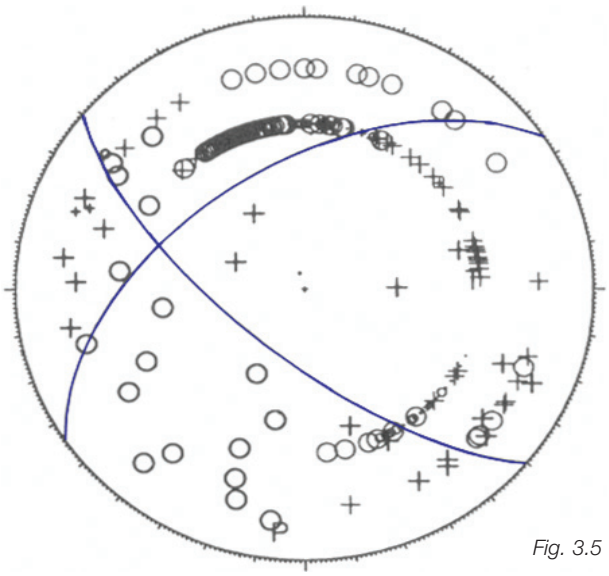


Fig. 3.5

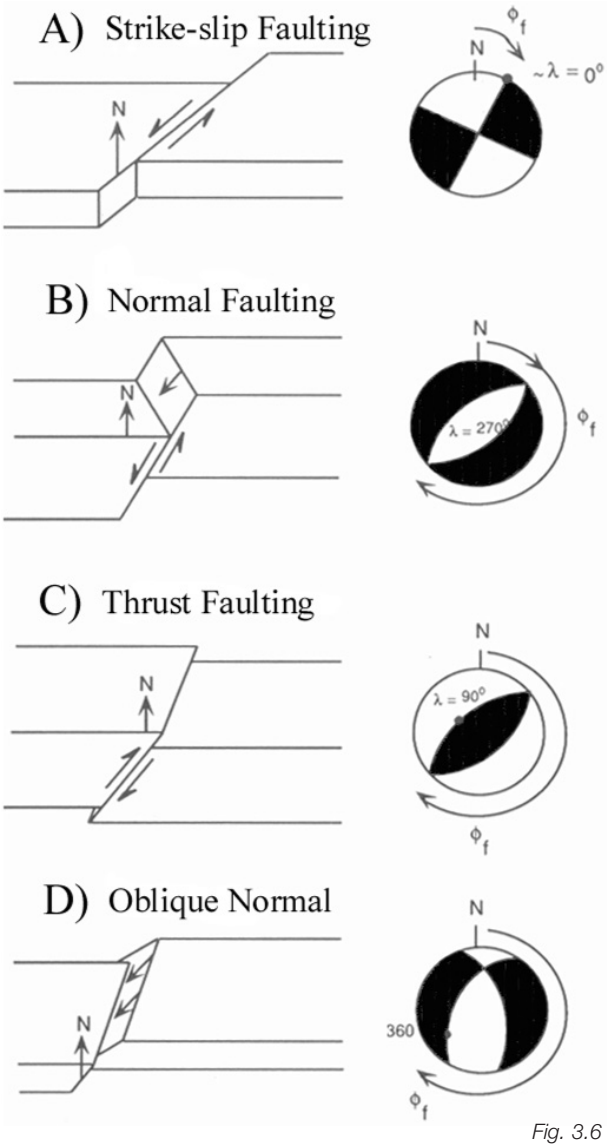


Fig. 3.6

delle sorgenti sismiche è però una rappresentazione tensoriale del meccanismo a doppia coppia denominata "tensore momento sismico". Esso include sia le informazioni relative all'orientamento nello spazio delle forze equivalenti che inducono la frattura sia il valore del momento scalare che ne identifica le dimensioni.

Sulla base di questa rappresentazione è stato sviluppato dall'Università di Harvard un metodo di calcolo dei meccanismi focali denominato "centroide tensore momento" (CMT) che ricostruisce le componenti del tensore momento sismico attraverso l'inversione di sismogrammi sintetici registrati a stazioni sismiche di elevata qualità. In generale il tensore che si ricava da tale processso di inversione non coincide esattamente con quello generato da una doppia coppia. Questo può essere dovuto sia a errori sperimentali del procedimento che da effettivi scostamenti del meccanismo reale dal modello teorico di doppia coppia. Per questa ragione il tensore momento sismico sperimentale viene normalmente decomposto in tre tensori componenti, il primo dei quali e una doppia coppia (detta "principale"), il secondo è una doppia coppia (detta "minore") o un meccansismo particolare detto "Dipolo vettoriale lineare compensato" (CLVD) e il terzo una componente isotropa corrispondente ad una pura estensione o contrazione in tutte le direzioni. Quando il secondo e terzo tensore sono piccoli rispetto al primo, quest'ultimo può essere assunto come rappresentativo del terremoto.

Oltre ai meccanismi CMT, sistematicamente calcolati a partire dal 1977 dall'Università di Harvard per terremoti che avvengono in tutto il mondo con magnitudo ≥ 5.5, si sono recentemente resi disponibili i dati CMT regionali (RCMT) di altri centri di ricerca presenti nell'area mediterranea quali l'*Eidgenössische Technische Hochschule* (ETH) di Zurigo (Braunmiller *et alii*, 2002) e Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) di Roma (Pondrelli *et alii*, 2002) con magnitudo M ≥ 4.5 a partire rispettivamente dal 1999 e dal 1997.

Per l'area di studio sono disponibili, nella letteratura specifica (*database* EMMA, Vannucci & Gasperini, 2003) e nei principali cataloghi CMT e RCM disponibili on-line, i dati di 166 meccanismi focali (v. tabella 4, in appendice nel CD allegato). Viene anche riportato l'evento recente del 14 settembre 2003. Tale terremoto, di cui al momento della stesura delle presenti note è disponibile una soluzione ancora preliminare, è stato plottato utilizzando le coordinate epicentrali della rete sismica nazionale. Il campo "autore e riferimento" fornisce l'indicazione per la corretta attribuzione bibliografica della soluzione focale.

4 - LE STRUTTURE ATTIVE

4.1 - CRITERI DI RILEVAMENTO

Le deformazioni crostali recenti si esprimono in superficie essenzialmente nella morfologia, contribuendo all'elaborazione del rilievo attraverso la produzione e/o la modifica delle forme del rilievo (fig. 4.1). 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 le principali strutture attive. In particolare, lo studio è stato affrontato utilizzando un approccio basato sull'integrazione di diversi tipi di indagini (studio ed interpretazione di immagini da satellite, foto aree, e carte topografiche, rilevamento geologico-strutturale); l'analisi è stata dunque compiuta a varie scale, da diverse decine di km (immagini da satellite) alla scala metrica dell'affioramento.

Su alcune aree chiave, è stata effettuata una descrizione quantitativa delle strutture morfologiche (morfometria). Tale analisi è importante perché permette la determinazione di semplici parametri (indici morfometrici) che possono essere utili per identificare particolari caratteristiche di un'area, come, ad esempio, il suo grado di attività tettonica. In particolare sono stati calcolati i tre principali indici morfometrici (fig. 4.2):

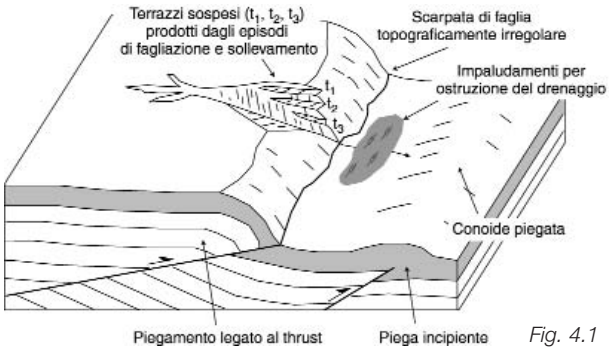


Fig. 4.1

- *Mountain front sinuosity* (Mfs) (Bull & McFadden, 1977) che misura la linearità del fronte montuoso;
- *Mountain front faceting* (Mff) (Wells *et alii*, 1988) che misura lo sviluppo delle faccette triangolari rispetto alla lunghezza del fronte;
- *Rapporto S/L* (Wallace, 1978) che misura il rapporto tra la spaziatura e la lunghezza (dallo spartiacque) dei bacini lungo la faglia.

L'applicazione di tali indici si basa sul presupposto che la fagliazione attiva su un fronte montuoso produca un andamento molto lineare del fronte stesso (basso indice Mfs), la presenza di ampie faccette triangolari (alto indice Mff) e bacini caratterizzati da una piccola spaziatura in rapporto alla lunghezza (indici S/L relativamente bassi).

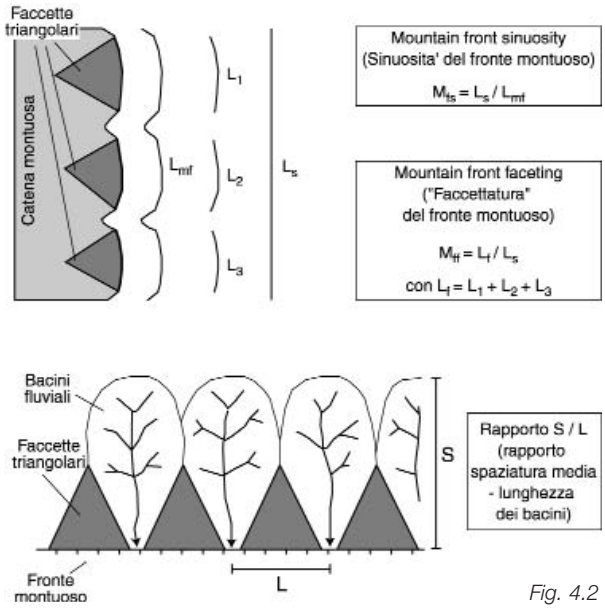


Fig. 4.2

Per l'analisi del sottosuolo della Pianura Padana, l'identificazione delle faglie attive è avvenuta attraverso l'interpretazione di profili sismici, in base all'individuazione di orizzonti quaternari deformati (v. 2.2 e 5).

4.2 - STRUTTURE ATTIVE DELL'EMILIA-ROMAGNA

Come evidenziato anche nei capitoli precedenti, la convergenza tra la placca Europea e quella Africana è accomodata nell'Appennino Settentrionale da un *pattern* deformativo e da un'attività sismica molto complessi. Il campo di stress attivo, ricavato dall'analisi dei meccanismi focali di terremoti e dallo studio dello stress in pozzi, rivela la presenza di un settore tirrenico della catena in cui domina un campo deformativo estensionale mentre nel settore adriatico prevale una compressione attiva (Mariucci *et alii*, 1999). In quest'ultimo settore, in cui si colloca l'Emilia-Romagna, le evidenze geologiche, le sezioni sismiche e gli studi morfotettonici indicano infatti come la tettonica attiva sia generalmente caratterizzata dalla presenza di strutture compressive attive, come sovrascorrimenti e piegamenti, come indicato anche dalle soluzioni dei meccanismi focali di terremoti (Gasparini *et alii*, 1985; Boccaletti *et alii*, 1985; Anderson & Jackson, 1987; Frepoli & Amato, 1997; Mariucci *et alii*, 1999; Benedetti *et alii*, 2000, 2003; Selvaggi *et alii*, 2001).

Recenti studi (Benedetti *et alii*, 2003) hanno quantificato la deformazione attiva nel settore NW del margine padano, tra Piacenza e Voghera, individuando una scarpata di faglia, lunga circa 35 km, associata all'emergenza di un sovrascorrimento attivo (*thrust* di Stradella). Tale struttura risulta avere un tasso di sollevamento verticale minimo di circa 0.3 mm/anno, con un tasso di movimento sulla struttura inferiore a 2.5 mm/anno. Lo sviluppo di tali strutture risulta in accordo con una compressione attiva in direzione da N-S a N15°W, ricavata dall'analisi cinematica sul *thrust* di Stradella (Benedetti *et alii*, 2003).

L'analisi della sismotettonica dell'Emilia-Romagna condotta nel presente studio ha messo in evidenza come parte delle strutture individuate da profili sismici che interessano il riempimento sedimentario Plio-Pleistocenico siano caratterizzate da attività molto recente ad attuale. In particolare, risultano attivi i sovrascorrimenti sepolti che danno luogo agli archi di Piacenza-Parma, Reggio Emilia e di Ferrara. A tali strutture (in particolare alla dorsale Ferrarese) possono essere associati i fenomeni di fagliazione superficiale osservati in alcune aree di Pianura Padana, nelle province di Reggio Emilia e Modena (Pellegrini & Mezzani, 1978). Lungo il margine, risulta attivo il *thrust* pede-appenninico tra Bologna e Parma, mentre *blind thrusts* attivi caratterizzano il settore a Sud Est di Bologna. L'attività del *thrust* pede-appenninico è in accordo con quanto osservato da Amorosi *et alii* (1996) sulla base dell'analisi delle correlazioni tra terrazzi fluviali del margine e conoidi alluvionali nella pianura nelle vicinanze della città di Bologna. Attivi risultano anche sovrascorrimenti nell'area di catena, come il sistema che si sviluppa tra Castiglion de' Pepoli e M. Orsaro (crinale tosco-emiliano) e le strutture nell'area di S. Sofia (Appennino romagnolo).

Di seguito vengono descritte in dettaglio alcune aree chiave del margine Pede-Appenninico e della catena Appenninica vera e propria, mentre la descrizione della deformazione recente ed attuale del sottosuolo della Pianura Padana è riportata nei capitoli 2.2 e 5.

4.2.1 - Strutture del margine appenninico-padano

Già vari autori hanno descritto in maniera dettagliata e sistematica strutture deformative a carico di depositi pleistocenici del margine appenninico-padano e del sottosuolo padano-adriatico. Tra questi si segnalano alcuni lavori che hanno costituito preziosi riferimenti per la realizzazione della presente carta.

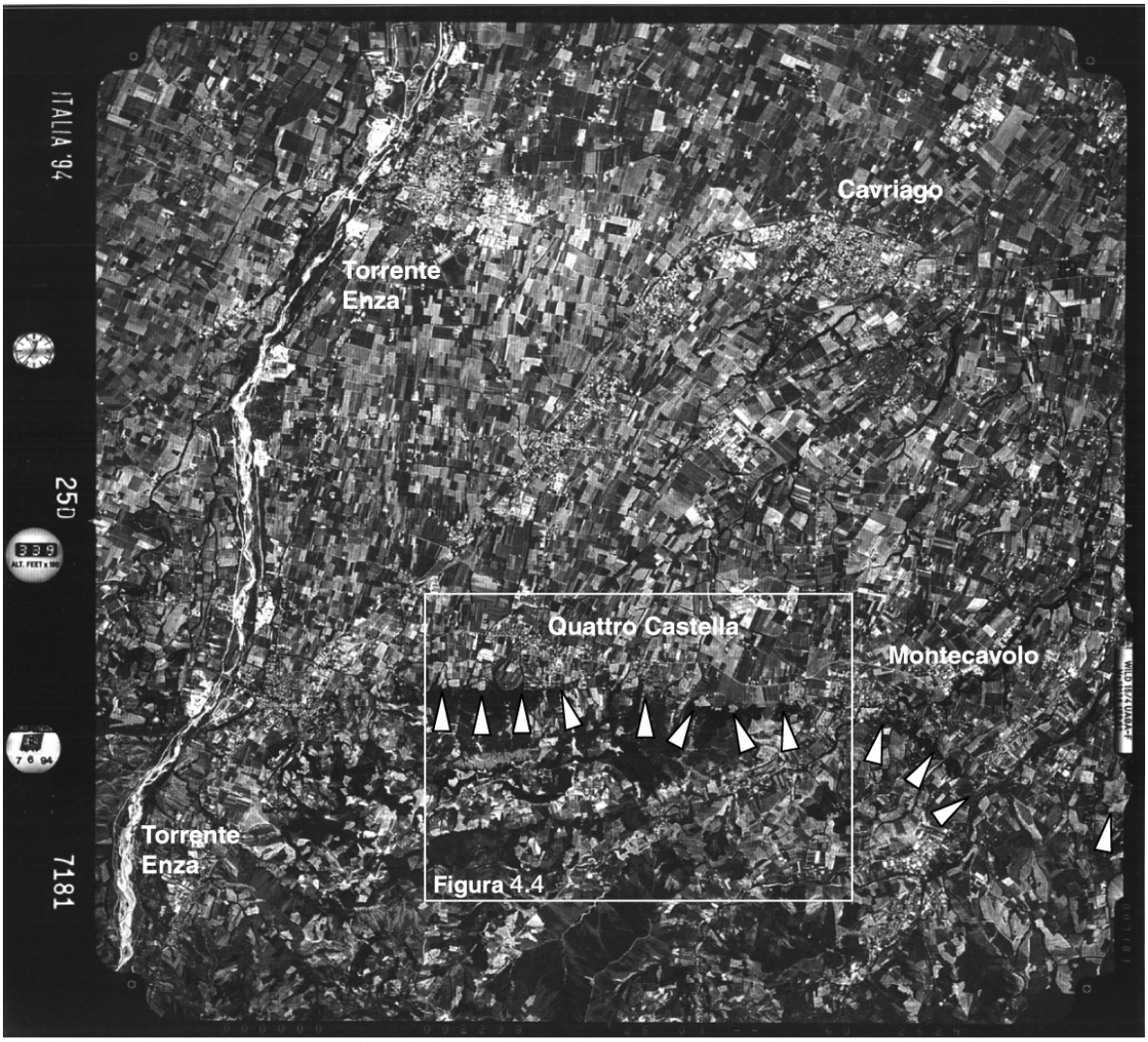
Bernini & Clerici (1983) e Bernini & Papani (1987) hanno descritto in dettaglio strutture deformative a carico di depositi medio-pleistocenici continentali nel settore compreso tra le valli dello Stirone e dell'Enza mentre Gasperi *et alii* (1989) hanno descritto strutture deformative a carico di depositi pleistocenici e l'evoluzione quaternaria del margine e dell'alta pianura modenese.

Ghiselli & Martelli (1997) hanno pubblicato la sintesi di un'analisi strutturale, svolta alla mesoscala in affioramenti del Pleistocene inferiore e medio, lungo tutto il margine tra Castell'Arquato (PC) e Rimini, con la ricostruzione di campi di paleo-stress locali.

L'analisi morfostrutturale del margine pede-appenninico effettuata per la realizzazione della presente carta evidenzia la distinzione di due settori con caratteristiche morfostrutturali molto diverse a SE e NW della valle del T. Idice, poco ad est di Bologna, come già evidenziato da Ghiselli & Martelli (1997). Il settore a SE risulta caratterizzato strutturalmente da un assetto a monoclinale immergente verso NE che determina la presenza di superfici inclinate verso la pianura e che raccordano quest'ultima con i rilievi appenninici. In questo settore mancano chiare rotture di pendio di origine tettonica. Il settore a NW, invece, risulta caratterizzato dall'emersione in più punti del *thrust* pede-appenninico, evidenziato da morfostrutture tipiche delle strutture attive e dallo sviluppo di ben visibili anticlinali di *thrust* (chiaramente individuabili sia nelle immagini da satellite, sia dall'analisi di foto aeree) come ad esempio le strutture di Salsomaggiore, Viano e Castelvetro di Modena. In tale settore, sono state individuate tre aree chiave la cui analisi morfostrutturale è riportata nelle figg. 4.3-4.14, che vengono descritte di seguito.

La figura 4.3 mostra una foto area (scala 1:70.000, Volo Italia 94) dell'area di Quattro Castella (RE), in cui è evidenziata la netta rottura del pendio che divide i rilievi a sud del centro abitato, costituiti da formazioni delle unità liguri e da depositi lagunari e marini del Miocene superiore-Pliocene inferiore, dai depositi alluvionali attuali della Pianura Padana. Questa rottura di pendio è caratterizzata dalla presenza di una scarpata basale molto recente e lateralmente molto continua, da un allineamento di faccette triangolari e da forte incisione fiuviale sul lato sollevato (fig. 4.4). L'altezza media delle faccette triangolari risulta intorno ai 50 m, con estremi di circa 15 e 70 m (fig. 4.4). Queste tipiche morfostrutture suggeriscono come la rottura di pendio di Quattro Castella corrisponda ad un versante di faglia attiva, continuo lateralmente per diversi km e legato dall'azione del *thrust* frontale pede-appenninico. Lo studio morfostruttuturale dell'area di Quattro Castella è stato implementato attraverso un'analisi quantitativa (morfometrica) delle forme del rilievo. I valori calcolati per i vari indici, riportati in figura 4.5a, risultano in accordo con l'attività del *thrust* pede-appenninico in quest'area.

L'attività recente del *thrust* pede-appenninico in questo settore risulta evidente anche dai profili sismici (si veda anche Barbacini *et alii*, 2002).



Scarpata di faglia nella zona di Quattro Castella (RE). Le frecce evidenziano la traccia della faglia

Foto aerea Volo Italia 1994 - Scala 1:70.000 circa

Fig. 4.3

E interessante notare che ad ovest di Quattro Castella, le strutture attive del margine si biforcano e proseguono in catena, verso SW, nelle valli dell'Enza e del Parma, del Taro e del Ceno. In queste valli non sono presenti particolari evidenze di strutture recenti in superficie, tuttavia, dai profili sismici si nota che queste strutture si comportano come dei *blind-thrusts* che tagliano la superficie di accavallamento della coltre alloctona liguride permettendo il sovrascorrimento fuori sequenza dei depositi di avanfossa sulle unità liguri e subliguri (si veda ad esempio l'alto in corrispondenza della valle del Taro e i *blind-thrusts* a est del M. Cervellino, in Val Parma).

Procedendo verso SE, il motivo strutturale dominante è rappresentato dalla presenza di alcune anticlinali di crescita che risultano legate al movimento del *thrust* pede-appenninico, sepolto sotto i depositi recenti della pianura. La figura 4.6 mostra la carta geologica e morfostrutturale della piccola anticlinale presente presso Castelvetro di Modena. Questa struttura emerge dai depositi attuali di pianura determinando la deformazione ed il sollevamento di depositi sia marini che continentali che presentano età dal Pliocene (Argille Azzurre) al Pleistocene medio-Olocene (Sintema Emiliano-Romagnolo superiore). L'attività recente ed attuale di tale struttura si manifesta nella morfologia determinando il *tilting* di paleosuperfici (sia verso la pianura che verso i rilievi) e modificazioni sull'andamento idrografico locale. Durante il sollevamento tettonico, infatti, mentre i corsi d'acqua principali mantengono il loro andamento originario, mostrando quindi relazioni di antecendenza rispetto all'anticlinale, i corsi d'acqua minori sono notevolmente influenzati dalla crescita della struttura (fig. 4.6a). Tali corsi d'acqua sono in alcuni casi deflessi mentre in altri casi si osserva un inversione del drenaggio locale, con piccoli torrenti costretti a scorrere verso sud prima di essere catturati dal fiume principale (fig. 4.6a).

Ancora più a SE, un'altra anticlinale di crescita parallela al margine pre-appenninico caratterizza le colline a sud di Bologna (figg. 4.7 e 4.8), costituite da rocce appartenenti alle unità liguri e depositi di età compresa tra il Messiniano (Formazione Gessoso-Solfifera) ed il Pleistocene medio (Sabbie di Imola). Come le aree sopra discusse, l'anticlinale di crescita di Bologna è caratterizzata da associazioni di morfostrutture tipiche e da un'importante rottura del pendio caratterizzata da una scarpata

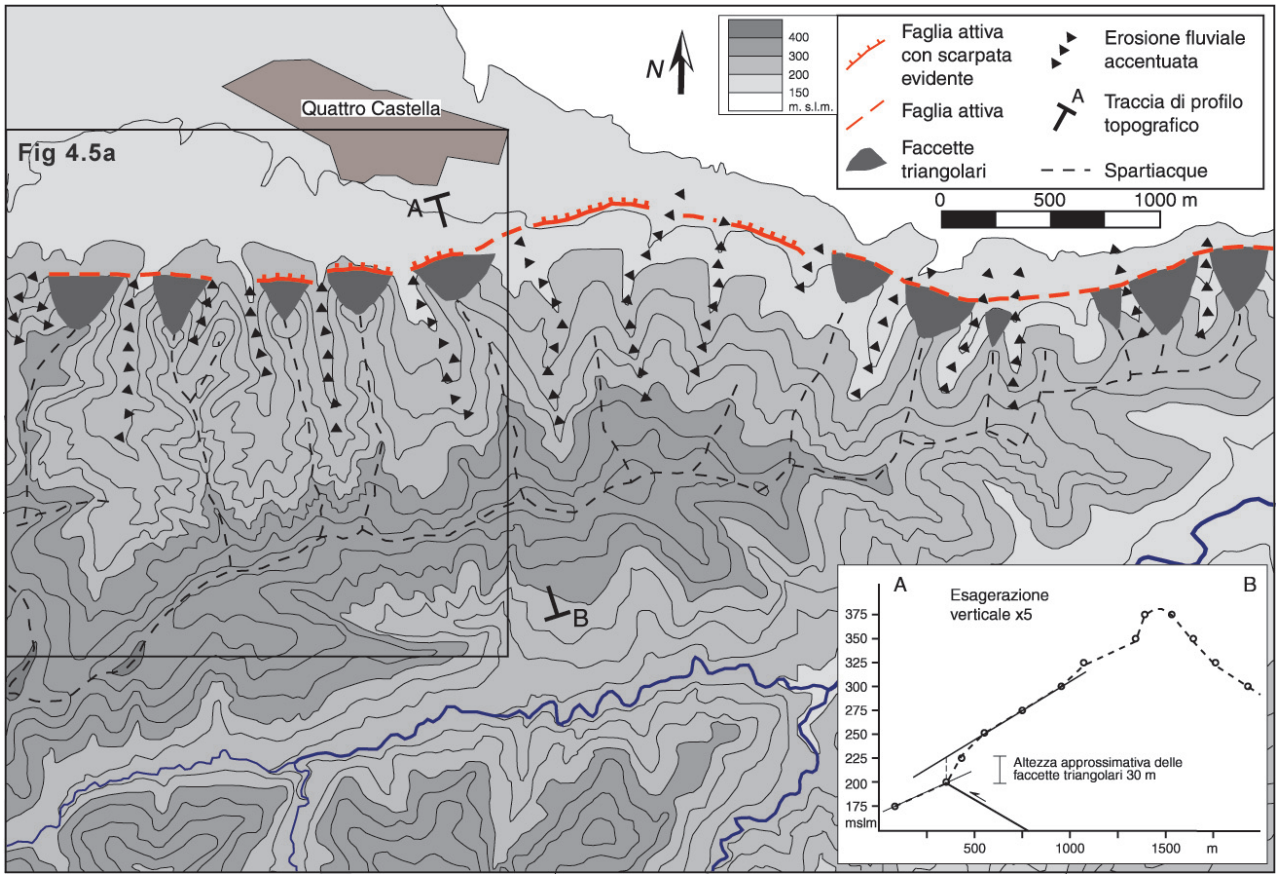


Fig. 4.4

basale lateralmente continua (fig. 4.7). In alcune aree tale scarpata interessa depositi olocenici di conoide (fig. 4.7). La crescita recente ad attiva della struttura è inoltre testimoniata dalla forte attività erosiva dei piccoli torrenti che scorrono verso la pianura. Il calcolo degli indici morfometrici nell'area di margine in prossimità di Bologna mostra valori coerenti con l'effettiva attività tettonica di un *thrust* pede-appenninico (Gualtierotti, 1998). Inoltre, l'attività tettonica del sovrascorrimento pede-appennico sotto i depositi della pianura (*blind thrust*) determina un forte controllo sul sistema erosivo-deposizionale, come documentato da Amorosi *et alii* (1996).

Il sollevamento dell'area di collina a sud di Bologna ha determinato la presenza di tre ordini di terrazzi a quote rispettivamente di circa 115-125 m slm, 135-140 m slm e di circa 160 m slm (fig. 4.8), che possono essere interpretati come terrazzi di crescita. In particolare, al movimento del *thrust* frontale è associato lo sviluppo di un'anticlinale di crescita parallela al fronte che determina il sollevamento delle colline a sud della città; tale sollevamento, a sua volta,

Indici morfometrici in alcune aree campione con valori caratteristici di strutture attive

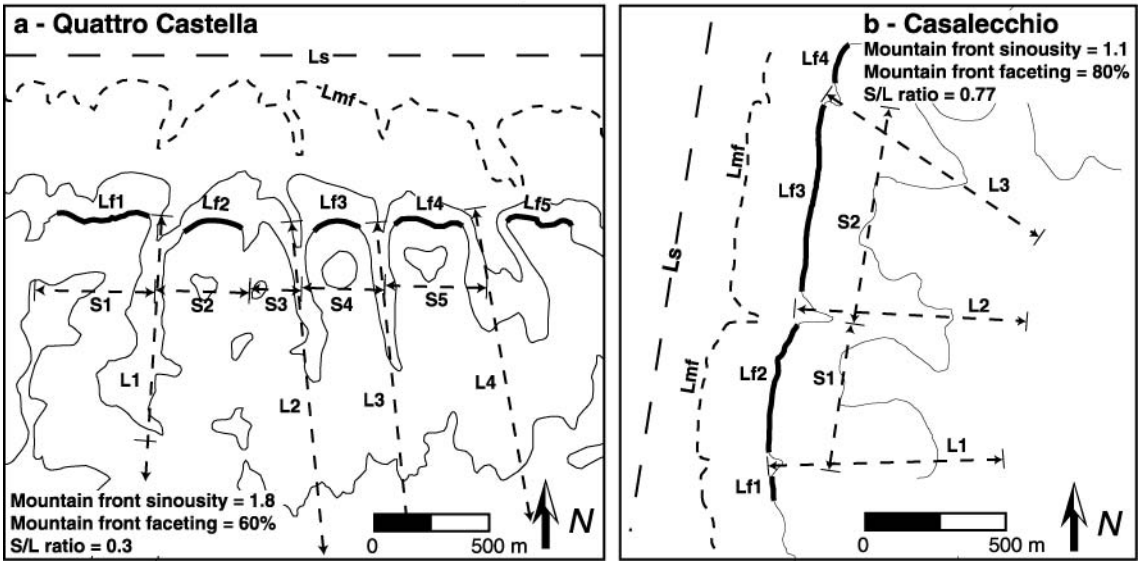


Fig. 4.5

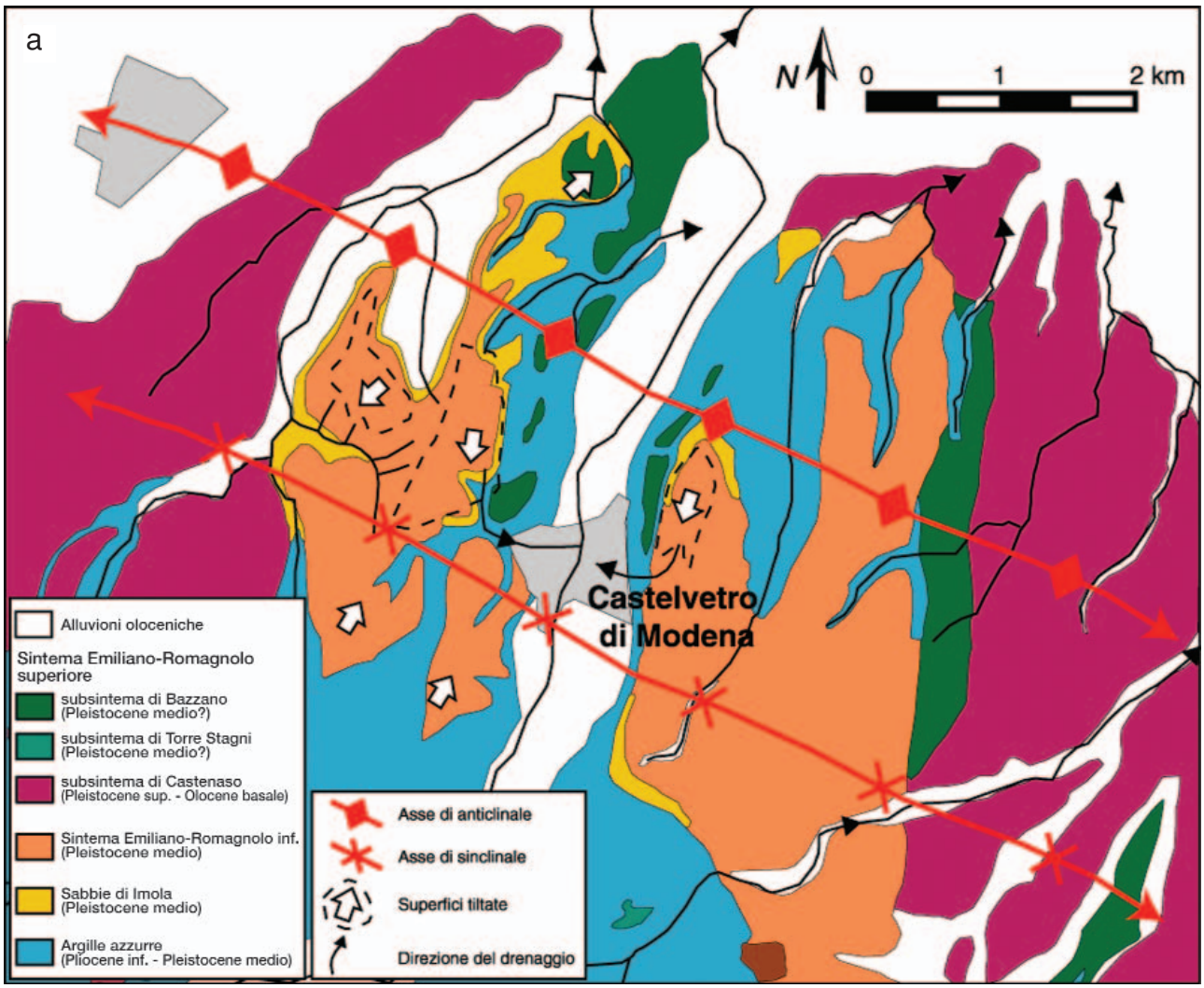


Fig. 4.6a

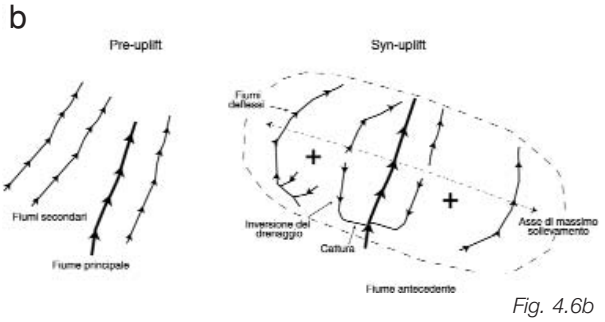


Fig. 4.6b

ha controllato lo sviluppo dei terrazzi (fig 4.9). Queste superfici terrazzate risultano più vecchie a quote più elevate e la loro datazione potrebbe permettere, dividendo la differenza di quota fra due superfici di età diversa con il relativo intervallo temporale, di ottenere una valutazione stima dei tassi di incisione e quindi una stima del sollevamento del fronte.

Per i terrazzi di crescita a sud di Bologna la datazione è stata ottenuta attraverso una correlazione con i terrazzi fluviali della valle del Reno (Amorosi *et alii*, 1996). I vari ordini di terrazzi riconosciuti (oltre 30) si organizzano in livelli ben definiti caratterizzati da una diversa conservazione dei depositi: ad alta conservazione corrispondono fasi di bassa attività tettonica mentre ad una bassa conservazione corrispondono fasi di alta attività (Amorosi *et alii*, 1996). Considerando un sollevamento uniforme nel fronte corrispondente ad un ugual incisione da parte dei fiumi ad esso ortogonali, è possibile correlare le superfici terrazzate poste a nord del fronte di Bologna con terrazzi di ugual quota nella valle del fiume Reno. In particolare, i terrazzi superiori posti ad una quota di circa 160 m possono essere tentativamente correlati con i terrazzi datati a circa 18.000 anni, mentre i terrazzi intermedi, che marcano il top della scarpata di faglia, possono essere tentativamente correlati a terrazzi di circa 13.000 anni (Gualtierotti, 1998). I tassi medi di incisione che si ottengono da queste datazioni relative sono di circa 6 mm/anno per l'intervallo 18.000-13.000 anni e di circa 3.5 mm/anno per gli ultimi 13.000 anni. Tali valori risentono anche della dinamica fluviale dovuta alle variazioni climatiche, ma possono comunque fornire indicazioni qualitative del sollevamento e importanti indicazioni sull'attività del *thrust* pede-appenninico in questo settore del fronte. Questo argomento sarà discusso più approfonditamente nel cap. 5.

Le maggiori evidenze geologiche dell'attività del *thrust* pede-appenninico nei dintorni di Bologna sono deformazioni compressive a carico delle Sabbie di Imola e dei depositi del Sintema Emiliano-Romagnolo inferiore (Pleistocene medio). In più affioramenti, purtroppo alcuni dei quali non più disponibili come lo scavo per le fondazioni di un condominio a Casalecchio di Reno (fig. 4.10), le Sabbie di Imola si presentano verticalizzate e rovesciate, e tagliate da faglie

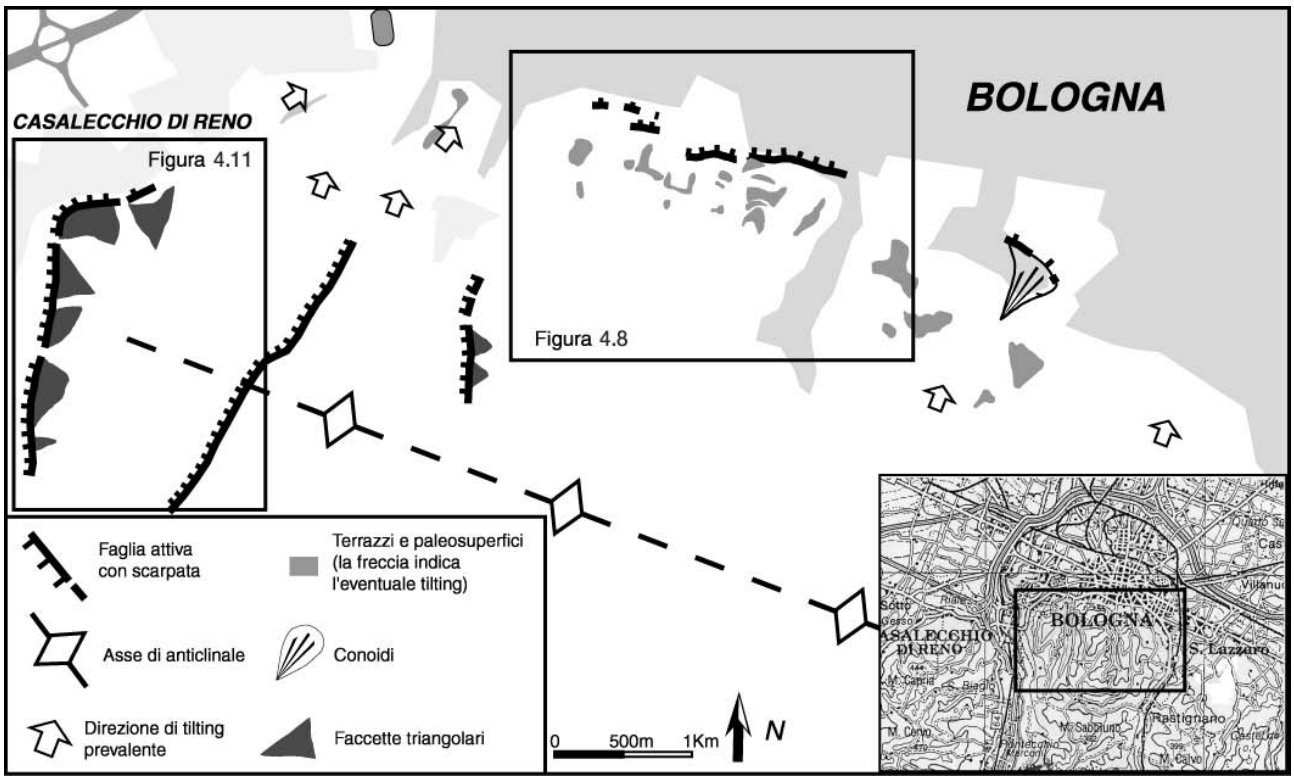

CASALECCHIO DI RENO
Figura 4.11
BOLOGNA
Figura 4.8
Faglia attiva con scarpata
Terrazzi e paleosuperfici (la freccia indica l'eventuale tilting)
Asse di anticlinale
Conoidi
Direzione di tilting prevalente
Faccette triangolari
0 500m 1Km
N
BOLOGNA
CASALECCHIO DI RENO
S. Lazzaro

Fig. 4.7

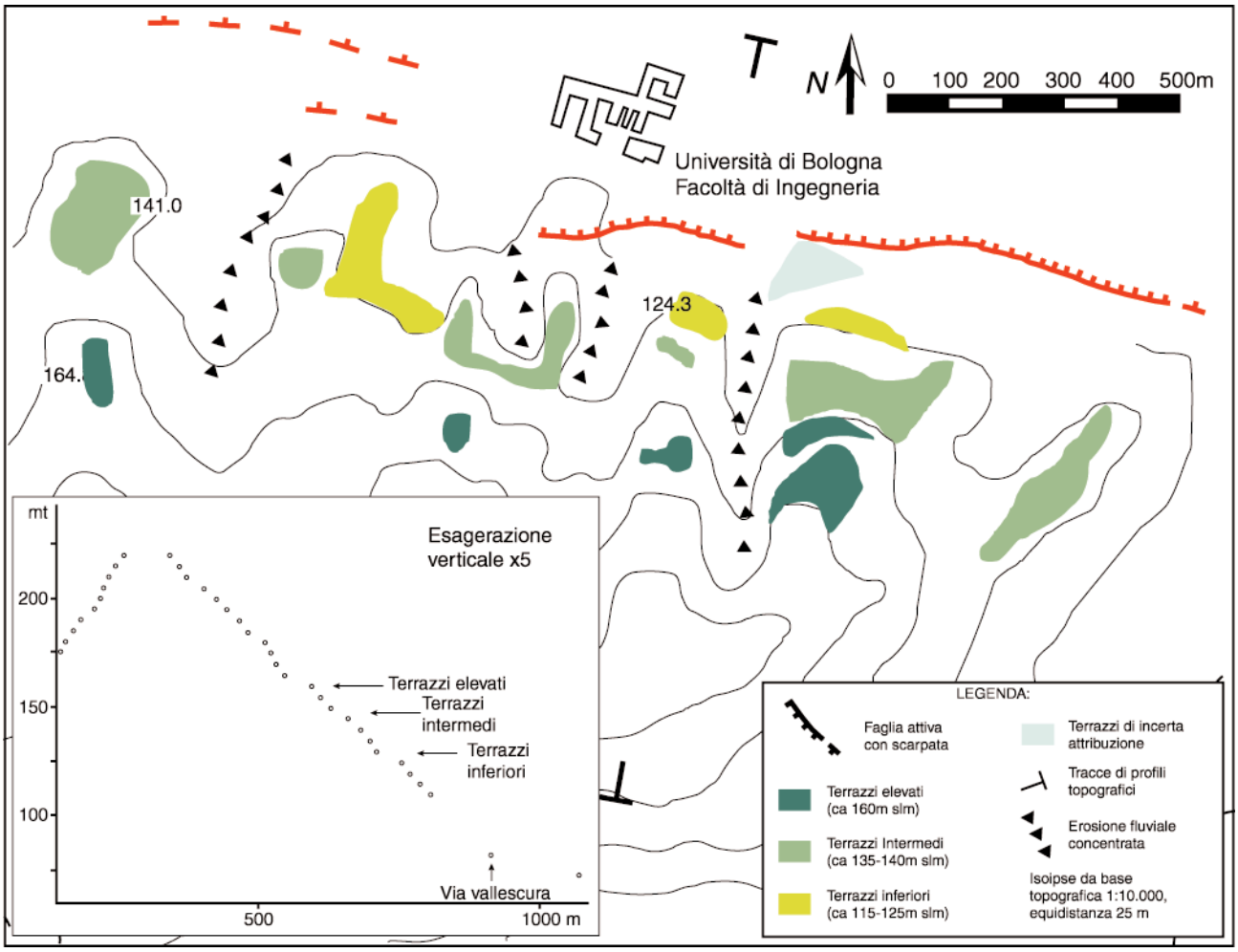

N
0 100 200 300 400 500m
Università di Bologna
Facoltà di Ingegneria
141.0
124.3
164.
mt
200
150
100
Esagerazione verticale x5
Terrazzi elevati
Terrazzi intermedi
Terrazzi inferiori
Via vallescura
500
1000 m
LEGENDA:
Faglia attiva con scarpata
Terrazzi elevati (ca 160m slm)
Terrazzi Intermedi (ca 135-140m slm)
Terrazzi inferiori (ca 115-125m slm)
Terrazzi di incerta attribuzione
Tracce di profili topografici
Erosione fluviale concentrata
Isoipse da base topografica 1:10.000, equidistanza 25 m

Fig. 4.8

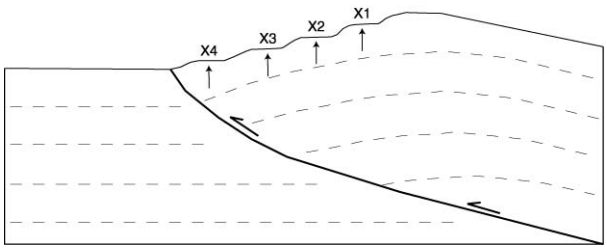


Fig. 4.9

inverse. Lungo il margine a sud di Ozzano Emilia, immediatamente a est di Bologna, le Sabbie di Imola sono rovesciate e sovrascorse da marne serravalliane riferibili alla Successione Epiligure. I depositi alluvionali del SERI affioranti tra il T. Savena e il T. Idice, pur essendo sub-orizzontali o blandamente immergenti verso la pianura, sono interessati da numerose fratture, alcune delle quali a basso angolo coniugate con asse della bisettrice dell'angolo acuto parallela alla direzione di massima compressione deducibile dalle deformazioni a carico delle Sabbie di Imola.

All'anticlinale di Bologna sono associate alcune faglie normali a prevalente movimento transtensivo che rappresentano svincoli laterali della struttura principale. Tali faglie, a direzione variabile da circa N-S a NNE-SSW e immersione verso W, presentano caratteri tipici di faglie normali attive. Tra queste strutture, la principale è quella che si sviluppa lungo il Fiume Reno, in prossimità di Casalecchio sul Reno (figg. 4.7 e 4.11). Anche questa faglia normale è caratterizzata da un allineamento di faccette triangolari e da piccole conoidi al piede deposte dai corsi d'acqua incisi nel versante sollevato. La scarpata di faglia interessa i depositi fluviali e di conoide olocenici alla base delle faccette triangolari. L'analisi di profili topografici trasversali alla struttura mostra un'altezza media delle faccette intorno ai 125 m. Gli indici morfometrici (fig. 4.5b) sono coerenti l'attività tettonica attuale di questa faglia.

Faglie mesoscopiche subverticali con rigetti anche decimetrici a componente mista estensionale e trascorrente sono state rilevate anche negli affioramenti di Sabbie di Imola delle colline a sud di Bologna.

4.2.2 - Strutture del settore di catena

Nell'area di catena le principali strutture attive individuate sono rappresentate da un sistema di faglie inverse che si sviluppa in prossimità del crinale appenninico, al limite meridionale della regione. Questo sistema ha determinato l'origine di numerose "finestre tettoniche" e strutture

Fig. 4.10

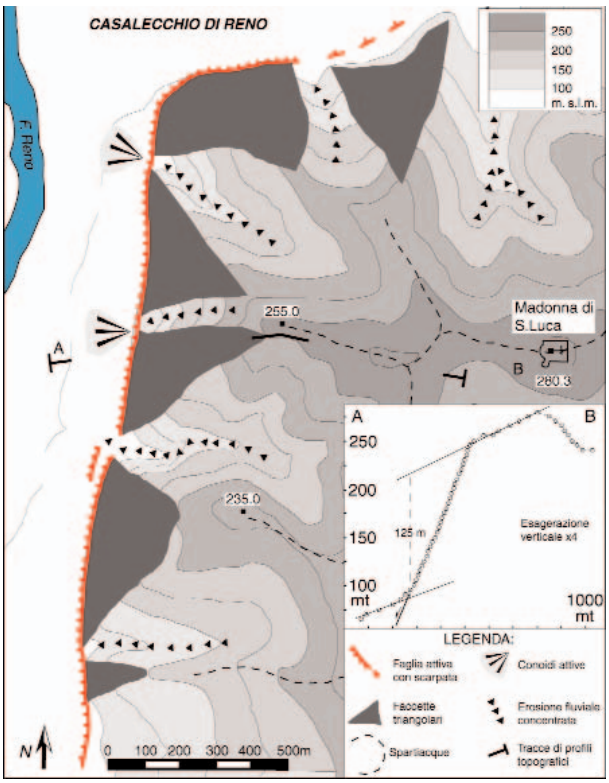


Fig. 4.11

fuori sequenza che invertono i rapporti di sovrapposizione delle Liguridi sulle unità toscane con quest'ultime che in più punti si accavallano sulle prime. All'interno di tale sistema di strutture, ben visibile a tutte le scale di osservazione e caratterizzato in più punti da morfostrutture tipiche di faglie attive, sono state individuate aree chiave, come ad esempio l'anticlinale di Castiglion de' Pepoli o il versante settentrionale di Monte Orsaro, descritte di seguito.

L'anticlinale di Castiglion de' Pepoli è associata all'emergenza di un sovrascorrimento fuori sequenza che mette a contatto le unità toscane sopra le unità liguri (fig. 4.12). Tale struttura presenta indicazioni di sollevamento recente ed ancora in atto, come testimoniato dalla presenza di morfostrutture caratteristiche (fig. 4.13a), ed è caratterizzata dalla presenza di due settori distinti (est ed ovest), delimitati da un fiume antecedente che sembra essere impostato in prossimità di una faglia trasversale all'anticlinale stessa. I due settori presentano caratteristiche morfostrutturali diverse. In particolare, il settore est è contraddistinto dalla presenza di faccette triangolari ben sviluppate, mentre il settore ovest risulta caratterizzato da un versante molto continuo senza faccette, con Mff = 100%. Le faccette sembrano diminuire di altezza verso est.

La porzione sommitale dell'anticlinale è caratterizzata da una bassa energia del rilievo, che contrasta nettamente con la fortissima incisione dei corsi d'acqua che costituiscono il drenaggio locale. La superficie sommitale a bassa energia è interrotta da un versante settentrionale che presenta una forte acclività e concavità verso l'alto, testimone di entità di erosione maggiore nelle parti più alte. Tale profilo risulta in accordo con un forte sollevamento recente della struttura, mentre contrasterebbe a con un controllo esclusivo esercitato dall'erosione differenziale tra litologie più competenti (arenarie torbidiche delle unità toscane) o meno competenti (Liguridi).

Il sollevamento dell'anticlinale determina inoltre un forte

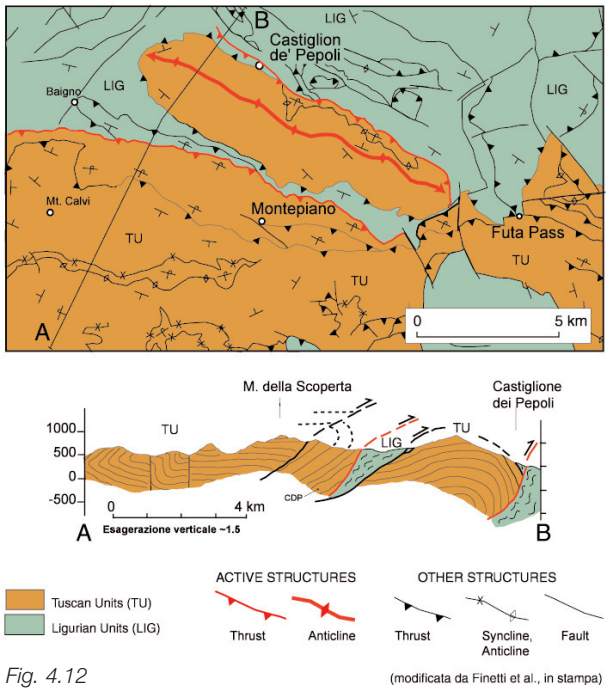


Fig. 4.12

(modificata da Finetti et al., in stampa)

controllo sull'idrografia locale (fig. 4.13). I fiumi a drenaggio adriatico tendono ad essere deflessi intorno alla struttura, sia in prossimità della terminazione est che ovest. Il sollevamento recente della struttura ha inoltre determinato la presenza di valli sospese (come ad esempio in prossimità del lago Brasimone) e di *wind-gap* come nella zona a sud di Castiglion de' Pepoli. In questo caso, la formazione del *wind-gap* è da associare ad una inversione locale del drenaggio di fiumi a scorrimento iniziale adriatico. Il sollevamento dell'anticlinale ha determinato un corrispondente sollevamento del fondovalle di questi corsi d'acqua ad un tasso superiore rispetto all'incisione del fiume rimanendo sospesa rispetto al livello di base locale. Con il piegamento progressivo, parte del fiume "iniziale" è stato deviato fino a assumere un drenaggio meridionale (tirrenico) ed è stato poi catturato dal fiume antecedente che taglia la struttura (fig. 4.13b). Il sollevamento generalizzato dell'area ha inoltre determinato una forte erosione di testata di alcuni fiumi a drenaggio tirrenico che sono caratterizzati da un livello di base a quote inferiori rispetti fiumi "adriatici" e che quindi stanno per dar luogo a catture nella zona di Montepiano.

Il sistema di faglie inverse mantiene una fortissima evidenza morfologica lungo tutta la sua estensione verso NW, essendo sempre caratterizzato da un importante versante

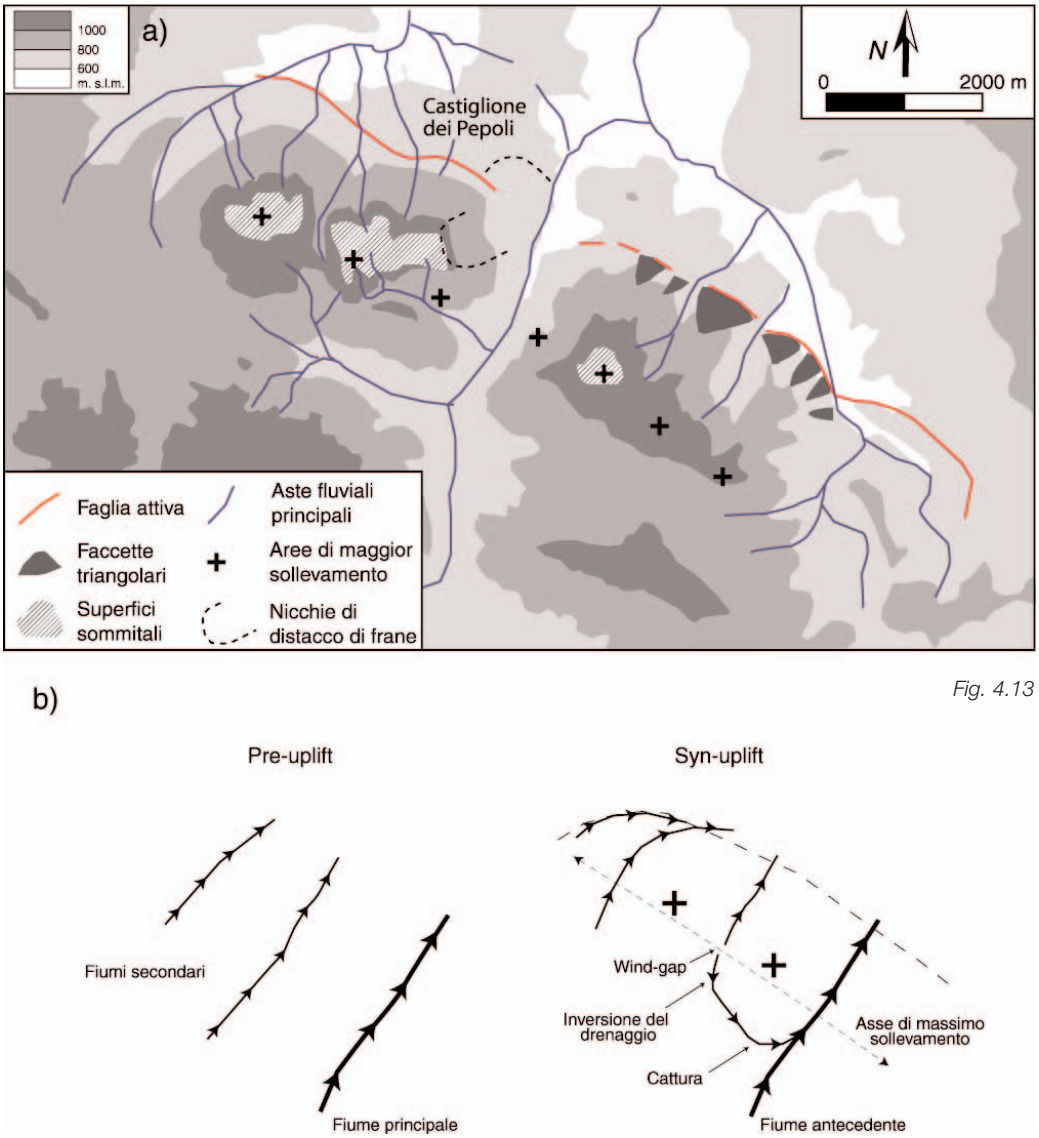
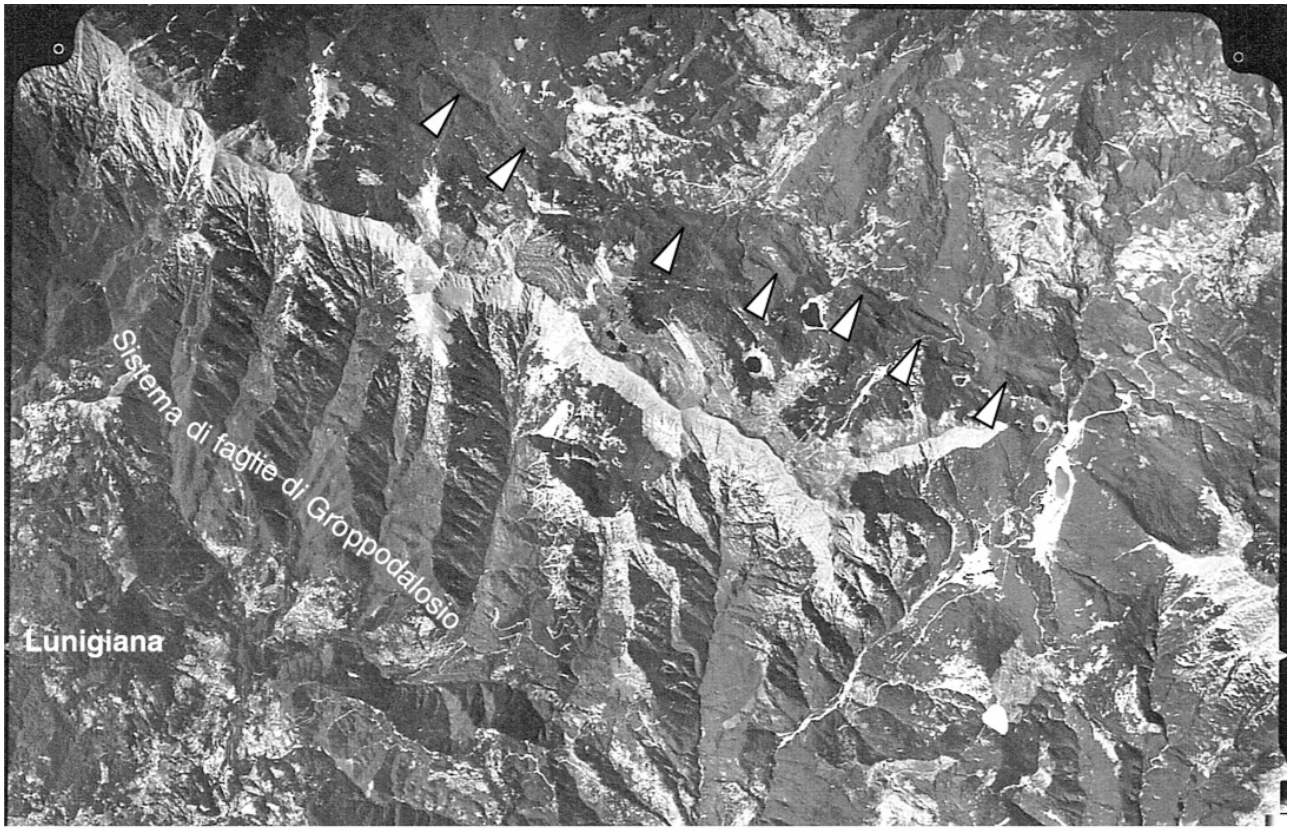


Fig. 4.13



Scarpata di faglia nel versante settentrionale di Monte Orsaro. Le frecce evidenziano la traccia della faglia *Fig. 4.14*

Foto aerea Volo Italia 1994 - Scala 1:70.000 circa

di faglia con morfostrutture caratteristiche.

Nell'area di M. Orsaro, Appennino parmense, le faglie inverse vengono sostituite da una scarpata di faglia a rigetto normale (fig. 4.14) che probabilmente rappresenta un collasso superficiale seguito al sollevamento legato movimento del sovrascorrimento principale e che controlla la deposizione dei depositi glaciali del Quaternario superiore.

L'integrazione di osservazioni morfostrutturali e geologiche ha permesso l'individuazione di strutture recenti ed attive anche in altri settori dell'Appennino.

Sia in catena che nella fascia pedemontana, localmente sono presenti evidenze di deformazioni in terrazzi alluvionali (v. 4.2.2.a) riferibili a sottounità del SERS del Pleistocene medio terminale e del Pleistocene superiore (< 220.000 anni) (cfr., ad esempio, anche i fogli CARG 50.000 n. 265 e n. 220).

Marabini *et alii* (1986) e Martelli (1994) hanno segnalato alcune strutture che interessano i depositi alluvionali terrazzati del F. Bidente nei dintorni di S. Sofia. In particolare, a nord di S. Sofia è stata riconosciuta (Marabini *et alii*, 1986) una faglia che disloca di circa 100 cm, in sinistra orografica, un terrazzo del III ordine (fine Pleistocene superiore), elevato circa 50 m rispetto all'alveo attuale. Questa faglia è correlabile con una faglia inversa, immergente verso NNE, che in destra orografica taglia un terrazzo del VI ordine (inizio Pleistocene superiore, circa 125.000 anni), ad una quota di circa 170 m rispetto all'aveo attuale, dislocandolo di circa 10 m. Queste faglie appartengono al sistema del *thrust* di S. Sofia, una delle principali strutture compressive dell'Appennino romagnolo.

Achilli *et alii* (1990) e Martelli (1994) hanno segnalato, nell'alta Romagna, la presenza di depositi alluvionali terrazzati a quote molto elevate, fino a circa 350 metri, sugli alvei attuali (fig. 4.15). Una tale differenza di quote non può essere spiegata solo con cause climatiche e variazioni eustatiche del livello del mare ma è senz'altro il risultato del sollevamento della catena.

I terrazzi alluvionali a quote così elevate rispetto agli alvei attuali sono più frequenti nei dintorni del *thrust* di S. Sofia e nel settore a monte; questa osservazione e il riconoscimento di strutture attive nei dintorni di S. Sofia riconducibili al sovrascorrimento principale, hanno portato a considerare il *thrust* di S. Sofia una struttura attiva; di conseguenza anche le strutture trasversali che lo dislocano, cioè i sistemi di faglie trascorrenti antiappenniniche del Rabbi, del Bidente e del Savio, sono state considerate attive. A conferma dell'attività tettonica recente lungo strutture antiappenniniche del Bidente, a sud di Isola, in sinistra orografica del Bidente di Ridracoli, poco prima della confluenza con il Bidente di Corniolo, è stata riconosciuta una faglia con componente trascorrente destra che disloca ancora un terrazzo del III ordine (Farabegoli *et alii*, 1994; Martelli, 1994). Sulla base di ritrovamenti archeologici, Guerreschi & Veggiani (1983) hanno attribuito ai terrazzi del Bidente e del Savio elevati circa 50 m rispetto all'alveo attuale (III ordine) un'età compresa tra 10.000 e 20.000 anni (Paleolitico superiore) e quindi le faglie sopra descritte sono non più antiche di 20.000 anni.

Più internamente, nell'area di San Benedetto in Alpe, è stata attribuita una connotazione di struttura potenzialmente attiva alla struttura di sovrascorrimento di importanza regionale che si sviluppa da Premilcuore fino a Marradi e Palazzuolo sul Senio, in Toscana. Tale struttura risulta infatti morfologicamente ben evidente dalle imma-

Fig. 4.15

gini da satellite e dalle fotografie aeree e localmente caratterizzata da morfostrutture tipiche di faglie attive. Tuttavia questo sovrascorrimento manifesta la sua attività attuale in maniera dominante nel tratto toscano mente quello romagnolo sembra terminare lateralmente nella valle del Rabbi.

Spostandosi verso nord-est sono state riconosciute strutture attive di varie tipologie. Sulla base di considerazioni morfostrutturali è stata riconosciuta un'anticlinale attiva nel basso Appennino romagnolo, nei dintorni di Modigliana fino a Predappio, tra le valli del Lamone e del Rabbi, ed è stata ipotizzata la presenza di un *blind back-thrust* a SW dell'anticlinale, tra le valli del Sintria e del Montone. Tale *pattern* deformativo è in accordo con analisi dell'evoluzione del drenaggio nella Valle del Lamone (Simoni *et alii*, 2003) che mostra un'area in rapido sollevamento che può essere ben correlata con le sopra citate osservazioni strutturali.

Più a sud-est, il sovrascorrimento con vergenza ad est della Marnoso-Arenacea sui depositi del Messiniano è stato riportato come potenzialmente attivo sulla base di elementi morfostrutturali; nell'area del torrente Borello, inoltre, tale struttura interessa terrazzi fluviali tardo-quaternari. Più a nord, nella zona di San Colombano, un'altra faglia inversa a vergenza nord-est è stata indicata come attiva sulla base delle chiare evidenze morfologiche e della deformazione di terrazzi fluviali recenti.

Nella zona sud-orientale del margine pedeappennico, nell'area della valle del Savio (a sud di Cesena) e nella val Marecchia (a sud-ovest di Rimini) sono presenti strutture normali ad andamento NE-SO, lungo le quali morfostrutture caratteristiche (in particolare faccette triangolari, incisioni fluviali pronunciate, scarpate basali) suggeriscono una attività molto recente ed attuale.

Infine, evidenze morfostrutturali e geologiche indicano anche attività recente di alcune faglie in Val Secchia, tra il M. Ventasso e Baiso (RE); in particolare sono segnalate le principali faglie neotettoniche riconosciute in funzione di dislocazioni di depositi di ambiente periglaciale di età wurmiana, e che quindi hanno manifestato attività negli ultimi 75.000 anni, tratte dalla cartografia geologica 1:10.000 (a cura di G.P. Mazzetti, Studio Centrogeo, Correggio) allegata allo studio di microzonazione sismica e al Piano Strutturale Comunale di Castelnovo ne' Monti (RE).

4.2.3 - Strutture del sottosuolo padano-adriatico

Informazioni sulla presenza di strutture recenti sono desumibili dalla geometria di alcune superfici stratigrafiche. Come descritto nel capitolo 2.2, sulla successione stratigrafica del sottosuolo, la superficie di base del SERS (0,45 Ma) è la più recente superficie di discordanza angolare a scala regionale. La geometria di questa superficie è articolata in zone più o meno depresse. In particolare sono evidenti gli alti di Mirandola e Finale Emilia (tra Reggio Emilia e Ferrara), di S. Bartolomeo in Bosco (a sud di Ferrara) e di Bondeno-Casaglia-Occhiobello (a nord-ovest di Ferrara), dove la base del SERS è ad una profondità inferiore a -100 m s.l.m. (addirittura inferiore a -50 m a ovest di Mirandola e a Occhiobello). Queste zone di alto ricadono tutte sul culmine della dorsale ferrarese, permettendo di ipotizzare un'attività tardo-pleistocenica di questa struttura.

Dalle analisi C_{14} eseguite su campioni raccolti in sondaggi, è stato possibile ricostruire per buona parte della pianura emiliano-romagnola la superficie di base dell'Olocene (10.000 anni) (fig. 4.16).

La base dell'Olocene risulta poco profonda (< 9 m dal p.c.) a ovest di Reggio Emilia, soprattutto nei dintorni di Parma, e tra Castel S. Pietro Terme e Faenza, mentre risulta depressa (> 20 m) lungo la costa adriatica tra Ravenna e il delta del Po e in alcuni settori della pianura modenese e bolognese. Inoltre risulta in rapido approfondimento, definendo quasi una scarpata, nel settore del margine compreso tra Reggio Emilia e la valle del Reno e nel cesenate. Dal confronto con le strutture del margine e del sottosuolo, i minimi e i massimi di profondità dal piano campagna risultano ben inquadrati dalle principali strutture: il *thrust* pede-appenninico e la dorsale ferrarese. In particolare il *thrust* pede-appenninico praticamente coincide con le "scarpate" tra Modena e la valle del Reno e del cesenate; le aree depresse della costa adriatica tra Ravenna e il delta del Po sono limitate verso terra dal fronte orientale della dorsale ferrarese e dai fronti delle "pieghe romagnole"; anche il limite tra zone meno depresse a ovest di Reggio Emilia e le zone depresse della pianura modenese e bolognese coincide con il culmine occidentale della dorsale ferrarese.

Lo studio in dettaglio delle strutture sepolte della Pianura Padana è possibile soprattutto grazie all'interpretazione di profili sismici.

La cartografia delle riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna (RER & ENI - Agip, 1998) attualmente costituisce la principale sintesi a scala regionale sulla stratigrafia dei depositi tardo-quaternari e fornisce importanti informazioni su alcune strutture recenti.

Studi di maggiore dettaglio sono quelli di Di Dio *et alii* (1997a; 1997b) sulle strutture sepolte del margine e della pianura parmense, di Barbacini *et alii* (2002) sull'assetto strutturale e l'evoluzione quaternaria del margine reggiano tra le valli dell'Enza e del Secchia e la tesi inedita di Rizzini (2001) sull'assetto strutturale e l'evoluzione quaternaria del margine parmense tra l'Enza e Salsomaggiore.

I terreni più recenti che registrano diffuse deformazioni alla mesoscala sono le Sabbie di Imola (figg. 4.17a e 4.17b) e il Sintema Emiliano-Romagnolo inferiore (SERI) (fig. 4.17c e 4.17d), di età compresa tra 0,8 e 0,45 Ma; risulta dunque evidente, anche da osservazioni di campagna, che gran parte del margine appenninico-padano e del sottosuolo padano-adriatico sono stati interessati da deformazioni più recenti di 0,45 Ma.

Per la realizzazione di questa carta, i dati disponibili sono stati appositamente controllati e integrati grazie alla consultazione di numerosi profili sismici e dati di pozzo (cortesia ENI SpA - Exploration & Production Division) e al rilevamento dei depositi della successione post-evaporitica

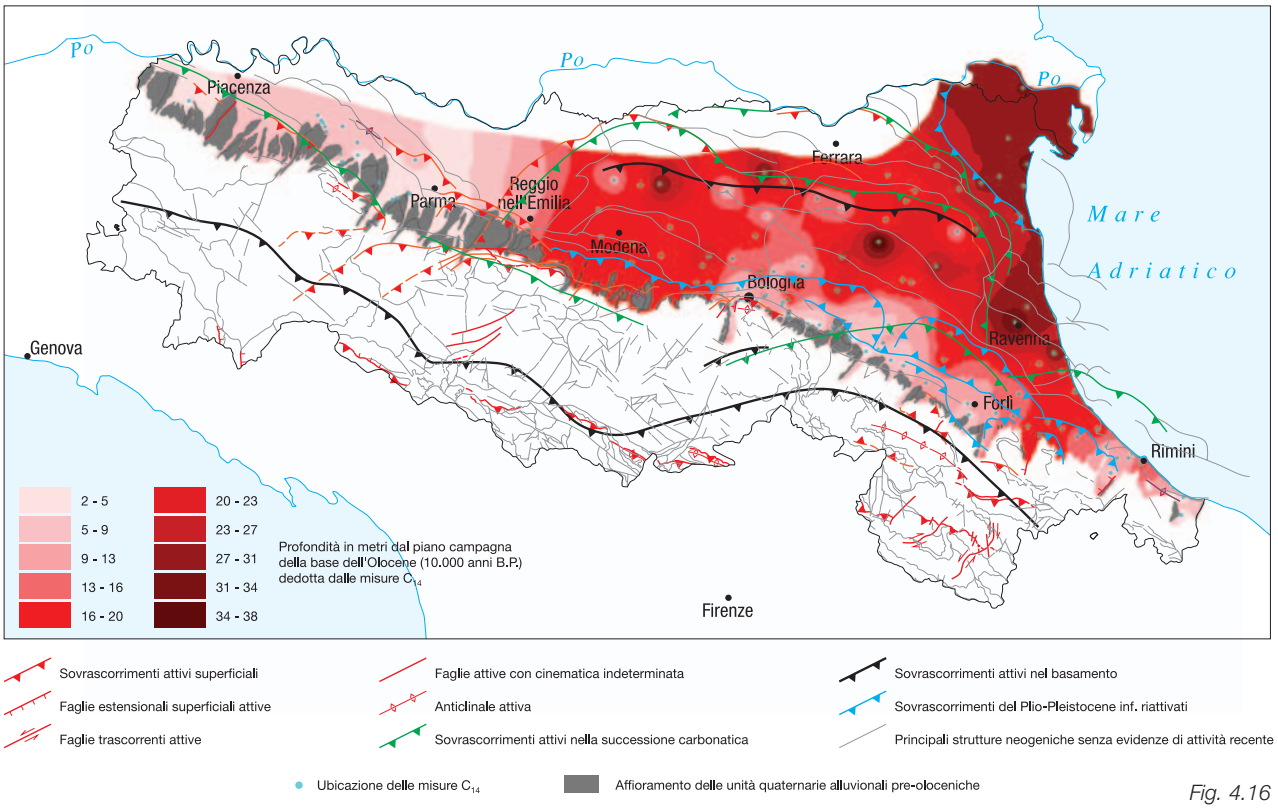


Fig. 4.16

affioranti lungo il margine appenninico-padano.

Come esempi di linee sismiche interpretate, nelle presenti note, si riportano alcuni profili (figg. 2.13, 2.14 e 2.15) tratti da RER & ENI - Agip (1998). Le interpretazioni per l'individuazione di markers stratigrafici sono già state descritte nei capitoli 2.1.2 e 2.2.

I profili geologici a corredo della carta sono stati realizzati soprattutto grazie all'interpretazione di linee sismiche.

Le maggiori evidenze di strutture attive, sia da profili sismici che da osservazioni di campagna, sono state rilevate nel settore del margine compreso tra Salsomaggiore e la valle dell'Idice, a est di Bologna (profili A-A', C-C'; figg. 2.13 e 2.14), sul fronte sepolto delle pieghe emiliane tra Piacenza e Reggio Emilia e al tetto della dorsale fer rarese tra Reggio Emilia e le Valli di Comacchio (profili D-D', C-C', E-E').

Negli affioramenti a ovest di Fidenza e Salsomaggiore, cioè lungo il margine piacentino, non sono presenti chiare evidenze di deformazioni recenti; i depositi della successione del margine si presentano pressoché indeformati e si immergono blandamente sotto i depositi alluvionali padani. Anche dai profili sismici risulta che l'unica struttura importante che mostra attività tardo-quaternaria è il fronte sepolto dell'alto di Chero-Carpaneto, localizzato in pianura poco a sud di Piacenza tra le valli del Tidone e dello Stirone, prosecuzione verso SE del *thrust* di Stradella descritto da Benedetti *et alii* (2003).

Anche in Romagna, le evidenze più chiare di deformazioni recenti lungo il margine sono localizzate. In genere, anche qui i depositi del margine si immergono blandamente verso NE, pressoché indeformati, sotto i depositi continentali padani. Solo localmente (profilo D-D'; fig. 2.15), tra Faenza e Forlì e in corrispondenza dell'alto di Cesena, sono presenti strutture che dislocano e piegano i depositi quaternari. Ad esempio, dalla figura 2.15 risulta che il fronte del *thrust* pede-appenninico tra Faenza e Forlì, l'alto di Villafranca di Forlì e la prosecuzione della dorsale ferrarese a nord di Ravenna deformano la discontinuità alla base del Pleistocene medio (1 Ma) e probabilmente anche quella alla base delle Sabbie di Imola (0,8 Ma). Purtroppo la mancanza di markers stratigrafici più recenti non permette una valutazione più accurata e certa dell'attività tardo-quaternaria di queste strutture.

Dai profili sismici, dai profili geologici delle tavole 7, 8 e 9 di RER & ENI - Agip (1998) e dalle figure 2.13 e 2.14, nonché dalle sezioni di Barbacini *et alii* (2002), emerge che talora anche la base del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore (SERS), di età inferiore a 0,45 Ma, è interessata da deformazioni tettoniche. In particolare, la base del SERS appare deformata nel sottosuolo piacentino tra le valli del Tidone e del Trebbia, in corrispondenza dell'alto di Chero-Carpaneto (PC), dell'alto di Monticelli Terme (PR), in vari tratti del margine tra la Val Taro e Bologna, in corrispondenza dell'alto di Miramare (RN) e in vari punti della dorsale ferrarese tra Reggio Emilia e le Valli di Comacchio (FE). Come esempio, la figura 2.13 mostra la base del SERS deformata in corrispondenza dell'alto di Soragna, mentre la fig. 2.14 mostra la base del SERS tagliata dal *thrust* pede-appenninico in corrispondenza di Bologna.

L'attività recente e attuale della dorsale ferrarese è indicata anche da alcune evidenze morfologiche.

In figura 4.18 sono rappresentate le principali litologie superficiali della pianura. In particolare è interessante notare la distribuzione delle sabbie di canale dei fiumi appenninici e delle sabbie del Po.

Alcuni depositi di canale dei fiumi appenninici non raggiungono né il Po, né il mare e sembrano non oltrepassare l'alto delle dorsale ferrarese. Anche il corso del Po, a nord di Reggio Emilia, fa un brusca deviazione verso nord immediatamente prima di raggiungere Novellara e

Mirandola, zone in cui il fronte della dorsale ferrarese è molto vicino alla superficie.

Nella stessa figura sono rappresentate anche le aree della pianura morfologicamente depresse, cioè sotto il livello medio del mare. La distribuzione di queste aree depresse ricalca molto l'approfondimento in corrispondenza della costa adriatica tra Ravenna e il delta del Po. Anche le aree depresse sembrano limitate, verso terra, dal fronte orientale della dorsale ferrarese.

4.2.4 - Strutture profonde

In Argnani *et alii* (1997) vengono cartografati per la prima volta un fronte di accavallamento nel basamento e alcuni fronti nella successione carbonatica considerati attivi, da cui deriva anche la localizzazione rappresentata in carta.

I raddoppi del basamento e della successione carbonatica spiegano bene le variazioni di spessore della soprastante coltre alloctona liguride e la formazione delle finestre tettoniche.

Dai profili geologici a corredo della carta e dalle figure 2.3 e 2.7 è evidente come la "finestra di Bobbio" in Val Trebbia, le finestre tettoniche di Febbio e di Quara e il sovrascorrimento fuori sequenza del fronte del M. Cervarola nell'Appennino modenese, la finestra tettonica e l'anticlinale di Castiglione de' Pepoli e i *thrusts* fuori sequenza dell'alto Appennino bolognese, nonché tutta la finestra dell'Appennino romagnolo (v. anche 2.1.1.a), siano in corrispondenza di alti strutturali e a monte di raddoppi nella successione carbonatica e nel basamento. I maggiori spessori di liguridi e Successione Epiligure sono invece localizzati in corrispondenza dei bassi strutturali del basamento, per lo più localizzati nel medio e basso Appennino emiliano (per es. in corrispondenza di Baiso nell'Appennino modenese, profilo A-A' e di Sasso Marconi nell'Appennino bolognese, profilo C-C' e fig. 2.3). Un forte spessore delle liguridi e della Successione Epiligure si osserva anche nella porzione occidentale e nell'estremità orientale della sezione di figura 2.7a, rispettivamente ad ovest del M. Cervellino e ad est del fiume Panaro. Questo profilo geologico mostra uno spaccato dell'alto Appennino emiliano e in questi tratti è a monte del raddoppio nel basamento ma, ciò nonostante, la coltre alloctona supera i 2000 m di spessore. La differenza di spessore della coltre alloctona in questi tratti del profilo può essere spiegata con l'attività di fronti sepolti loca-

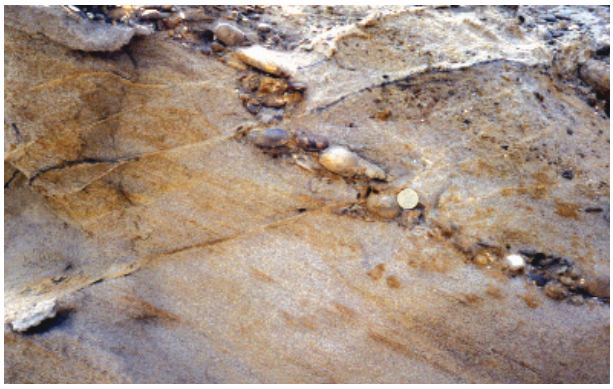


Fig. 4.17a

Fig. 4.17b

Fig. 4.17c

Fig. 4.17d