

**CARTA SISMOTETTONICA
DELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA**

Scala 1:250 000

**NOTE
ILLUSTRATIVE**

A cura di

Mario BOCCALETTI^{1,2} e Luca MARTELLI³

Autori

**Mario BOCCALETTI^{1,2}, Marco BONINI¹, Giacomo CORTI^{1,2}, Paolo GASPERINI⁴,
Luca MARTELLI³, Luigi PICCARDI¹, Paolo SEVERI³, Gianfranco VANNUCCI⁵**

con contributi di

Giovanna MORATTI¹ e Giovanni SARTI⁶



**servizio geologico
sismico e dei suoli**

1 Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Firenze, via G. La Pira 4, 50121 Firenze

2 Università di Firenze - Dipartimento di Scienze della Terra, via G. La Pira 4, 50121 Firenze

3 Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, viale A. Silvani 4/3, 40122 Bologna

4 Università di Bologna - Dipartimento di Fisica, Settore di Geofisica, viale C. Berti-Pichat 8, 40127 Bologna

5 Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, via D. Creti 12, 40128 Bologna

6 Università di Pisa - Dipartimento di Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56126 Pisa

Responsabile del Progetto: **Raffaele PIGNONE**
(Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli - Regione Emilia-Romagna)

Coordinamento editoriale: **Angela ANGELELLI e Sandra FORNI**
(Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli - Regione Emilia-Romagna)

Realizzazione editoriale e stampa:  **S.E.L.C.A.** - Firenze 2004

INDICE

1 - INTRODUZIONE	pag	5
2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	"	6
2.1 - L'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO	"	10
2.1.1 - La zona assiale	"	10
2.1.1.a - <i>Le Unità Liguri, Subliguri e la Successione Epiligure</i>	"	10
2.1.1.b - <i>Le Unità Toscane e l'Unità Umbro-Marchigiano-Romagnola</i>	"	12
2.1.2 - Il margine appenninico-padano	"	12
2.2 - LA PIANURA EMILIANO-ROMAGNOLA E LA COSTA ADRIATICA	"	16
3 - I DATI SISMICI DELL'EMILIA-ROMAGNA	"	18
3.1 - SISMICITÀ STRUMENTALE: Catalogo Strumentale dei Terremoti Italiani (CSTI, 2001) ...	"	19
3.2 - EPICENTRI MACROSISMICI: Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI, 1999) ..	"	19
3.3 - SORGENTI SIMOGENETICHE DA DATI MACROSISMICI: metodo delle "BOX" (Gasperini <i>et alii</i> , 1999)	"	19
3.4 - MECCANISMI FOCALI	"	22
4 - LE STRUTTURE ATTIVE	"	24
4.1 - CRITERI DI RILEVAMENTO	"	24
4.2 - STRUTTURE ATTIVE DELL'EMILIA-ROMAGNA	"	25
4.2.1 - Strutture del margine appenninico-padano	"	25
4.2.2 - Strutture del settore di catena	"	30
4.2.3 - Strutture del sottosuolo padano-adriatico	"	33
4.2.4 - Strutture profonde	"	35
5 - I TERRAZZI ALLUVIONALI	"	36
6 - CAMPI DI PALEOSTRESS E CAMPI DI STRESS ATTUALI	"	42
7 - CONSIDERAZIONI GENERALI	"	43
7.1 - MOVIMENTI VERTICALI	"	45
8 - CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI ALCUNE RISORSE NATURALI E ALCUNI RISCHI GEOLOGICI	"	46
8.1 - CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI ALCUNE RISORSE NATURALI	"	46
8.2 - CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI ALCUNE AREE A RISCHIO GEOLOGICO ...	"	47
9 - CONCLUSIONI	"	52
10 - THE SEISMOTECTONIC MAP OF THE EMILIA-ROMAGNA REGION	"	54
11 - BIBLIOGRAFIA/REFERENCES	"	57

1 - INTRODUZIONE

Per migliorare la conoscenza del territorio regionale, e in particolare per comprenderne l'evoluzione recente e attuale e fornire contributi all'individuazione di eventuali strutture sismogenetiche, il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna ha ritenuto opportuno avviare un progetto di ricerca di sismotettonica nel territorio regionale che rappresentasse la sintesi dei dati sismologici e degli elementi strutturali attivi riconoscibili sulla base sia di dati morfologici che geologici.

L'Emilia-Romagna è interessata da una sismicità che può essere definita media relativamente alla sismicità nazionale, con terremoti storici di magnitudo massima compresa tra 5,5 e 6 della scala Richter e intensità del IX-X grado della scala MCS. I maggiori terremoti (Magnitudo > 5,5) si sono verificati nel settore sud-orientale, in particolare nell'Appennino romagnolo e lungo la costa riminese. Altri settori interessati da sismicità frequente ma generalmente di minore energia (Magnitudo < 5,5) sono il margine appenninico-padano tra la Val d'Arda e Bologna, l'arco della dorsale ferrarese e il crinale appenninico. Quest'ultimo risente anche della sismicità di due importanti aree sismogenetiche della Toscana, il Mugello e la Garfagnana, dove, rispettivamente nel 1919 e nel 1920, si sono verificati terremoti di Magnitudo > 6.

La recente riclassificazione sismica del territorio nazionale (Ordinanza P.C.M. 3274/2003) classifica 105 comuni in zona 2 ($0,15 < a_g/g < 0,25$; dove " a_g " è l'accelerazione di picco orizzontale al suolo con probabilità di superamento del 10% in 50 anni e " g " è l'accelerazione di gravità), 214 in zona 3 ($0,05 < a_g/g < 0,15$) e i restanti 22 comuni in zona 4 ($a_g/g < 0,05$). Ricadono in zona 2, cioè nella zona a maggiore sismicità della regione, l'intero territorio delle province di Forlì-Cesena e di Rimini, quasi tutta la provincia di Ravenna (ad esclusione del comune capoluogo che è classificato in zona 3), la parte orientale della provincia di Bologna, il comune di Argenta (FE), quasi tutti i comuni dell'alto Appennino modenese, reggiano e parmense, i comuni del margine appenninico-padano a sud di Reggio Emilia e Modena. Sono classificati in zona 4, quella a minore sismicità, le estremità nord-ovest e nord-est della regione, rispettivamente la porzione nord-occidentale della Provincia di Piacenza e la porzione nord-orientale della provincia di Ferrara (delta del Po). Tutti i restanti comuni, ricadenti nelle aree non menzionate, sono classificati in zona 3, cioè in zona a sismicità medio-bassa.

Già alla fine degli anni '70 la Regione Emilia-Romagna ha avvertito la necessità di conoscere gli aspetti sismotettonici della regione per la riduzione del rischio sismico e ha prodotto, avvalendosi della collaborazione del Prof. Rodolfo Zecchi dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bologna, una "Guida per la realizzazione di una carta sismotettonica e del rischio sismico" (Zecchi, 1980) in cui, pur disponendo di un numero assai inferiore di dati e informazioni, venivano messi a confronto la geologia e i principali elementi tettonici della regione allora noti con la distribuzione degli epicentri e delle intensità macrosismiche risentite.

Successivamente, a partire dalla seconda metà degli anni '80, è stata realizzata la Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000 e, alla fine degli anni '90, nell'ambito della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, la carta geologica della pianura

e del sottosuolo padano alla scala 1:25.000.

Grazie a questa cartografia di base è stato possibile elaborare e realizzare varie cartografie e numerosi progetti geotematici, tra cui questa nuova carta sismotettonica.

Per la realizzazione di questo progetto sono stati eseguiti appositi rilevamenti mirati, sia geologici che geomorfologici, e una revisione dei dati sismologici strumentali e storici.

L'Appennino è una catena a *thrusts* che si è strutturata principalmente in età neogenica ma che mostra morfologie estremamente giovani, evidenze di sollevamenti recenti e una costante sismicità, che testimoniano come il processo di costruzione della catena sia ancora attivo.

Una sintesi a scala regionale della tettonica dell'Emilia-Romagna è costituita dalla "Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000" (Cerrina Feroni *et alii*, 2002), che descrive con estremo dettaglio le strutture e l'evoluzione della catena durante le fasi principali della strutturazione appenninica, fino all'inizio del Pleistocene medio, ma non discrimina le strutture più recenti (< 0,65 Ma).

Pochi sono gli esempi in Italia di carte sismotettoniche a carattere regionale, pubblicate diversi anni or sono e perlopiù riferite ad aree di catena. Oltre alla già citata carta sismotettonica dell'Emilia-Romagna di Zecchi (1980), altri esempi sono la Carta sismotettonica dell'Appennino meridionale (De Vivo *et alii*, 1979) e il Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale (Slejko *et alii*, 1987).

Con il progetto "Carta Neotettonica d'Italia" per la prima volta sono state cartografate a scala regionale e distinte in base all'età di attivazione le principali strutture dell'Appennino settentrionale (ENEL, 1981; Bartolini *et alii*, 1982; Ambrosetti *et alii*, 1987) e si è tentato, in base ai dati allora disponibili, il riconoscimento di aree in sollevamento e in subsidenza e di quelle stabili. In "Elementi di neotettonica del territorio italiano" (ENEL, 1981) è presentata anche una prima zonazione sismotettonica del territorio nazionale.

In questa nuova carta sismotettonica dell'Emilia-Romagna si correlano gli elementi attivi di superficie con quelli profondi sia in catena che in pianura, tenendo conto dei regimi di stress e per quanto concerne i terremoti anche della loro distribuzione ipocentrale secondo intervalli di profondità.

Dal confronto tra il quadro sismotettonico emerso e la distribuzione di alcune risorse (manifestazioni superficiali di idrocarburi, salse, sorgenti termali e idrotermali) e di alcuni rischi geologici (emissioni di radon, subsidenza e franosità) risulta evidente, anche se a carattere solo indicativo, una connessione tra questi fenomeni e le principali strutture attive.

Questa carta sismotettonica, oltre alla definizione della pericolosità sismica locale e all'individuazione di strutture potenzialmente sismogenetiche, offre anche un quadro delle relazioni fra attività tettonica attuale e i rischi naturali. In questo senso, costituisce quindi non solo un lavoro scientifico ma anche un documento necessario per lo studio e il monitoraggio di strutture potenzialmente attive, per la riduzione del rischio sismico e per una migliore comprensione di alcuni fenomeni geologici e quindi trova applicazione anche in sede di programmazione territoriale, per una più efficace strategia di riduzione dei rischi naturali.

La base cartografica è derivata dalla sintesi alla scala 1:25.000 della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-

Romagnolo 1:10.000 e, per la pianura, dalla cartografia 1:250.000 "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna" (RER & ENI - Agip, 1998). Per le strutture neogeniche si è tenuto conto della Carta Geologico-Strutturale alla scala 1:250.000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (Cerrina Feroni *et alii*, 2002).

Preziose informazioni sulle strutture padano-adriatiche, in particolare per il settore del margine e del sottosuolo padano, sono state acquisite grazie alla consultazione di profili sismici (cortesia ENI SpA - Exploration & Production Division).

Un passo fondamentale nella valutazione del rischio sismico di un'area è l'identificazione delle faglie attive. Sebbene esistano infatti strutture a scorrimento lento asismico (*fault creep* o *tectonic creep*), molte delle faglie attive sono considerate sorgenti sismiche in quanto lo scorrimento istantaneo dei due lati delle stesse, che avviene allorché lo stress supera la resistenza delle rocce, genera il rilascio di onde elastiche che si propagano in tutte le direzioni. A tali faglie sismogenetiche è associato il maggior rischio, per questo esse focalizzano l'attenzione degli studiosi.

Per la definizione di faglia attiva si fa normalmente riferimento alla possibilità che una faglia possa attivarsi in un intervallo di tempo futuro che interessa la nostra società (Wallace, 1986). D'altra parte 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". Non c'è molto accordo tra i vari Autori nella scelta di questo intervallo di tempo. Si va, così, da definizioni molto restrittive, che considerano attive le faglie che si sono mosse almeno una volta negli ultimi 10.000 anni (Olocene; U.S. Environmental Protection Agency, 1981), ad altre, invece, molto estensi-

ve, che considerano attive le faglie che presentano movimenti nel "regime tettonico corrente" (Muir Wood & Mallard, 1992). Una delle definizioni più comunemente accettata è quella della U.S. Nuclear Regulatory Commission (1982), che media i due estremi sopra indicati, considerando attive (o meglio "capaci", come riportato nel testo) le faglie che presentano un'attivazione negli ultimi 35.000 anni o almeno due negli ultimi 500.000 anni.

Oltre all'evidenza geologica, esistono vari altri tipi d'indagine sulla base dei quali possono essere identificate le faglie attive (es. indagini sismologiche, geomorfologiche, geofisiche, geodetiche, indagini storiche o archeologiche). In particolare, fondamentale, per il riconoscimento delle strutture attive è l'individuazione di caratteristiche associazioni di forme del rilievo (faccette triangolari, scarpate di faglia, terrazzi tettonici, attraverso indagini morfotettoniche).

In questo lavoro sono state identificate, sulla base di evidenze geologiche e morfologiche, le principali strutture attive che interessano l'Emilia-Romagna. In questa prima fase di analisi non sono state distinte le strutture sismogenetiche da quelle potenzialmente attive per *creep* asismico. Ulteriori indagini puntuali e mirate sulle singole faglie potranno ovviamente raffinare questa prima individuazione.

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il territorio dell'Emilia-Romagna è costituito dal versante padano dell'Appennino settentrionale e dalla Pianura Padana a sud del Po; il limite regionale infatti coincide per lunghi tratti con lo spartiacque appenninico verso sud e con il corso del Po verso nord (fig. 2.1).

Pur essendo due ambienti geomorfologici ben distinguibili, l'Appennino e la Pianura Padana sono strettamente correlati (figg. 2.1 e 2.2). Il fronte della catena appenninica

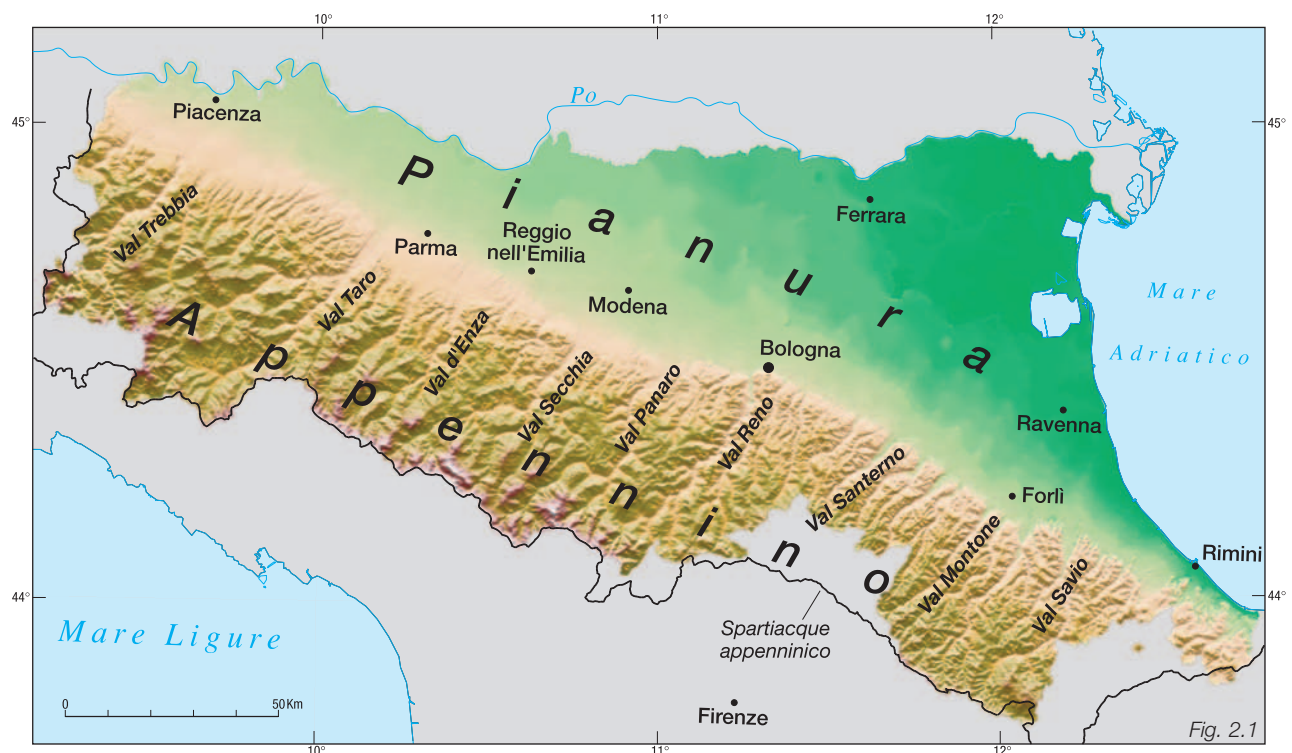
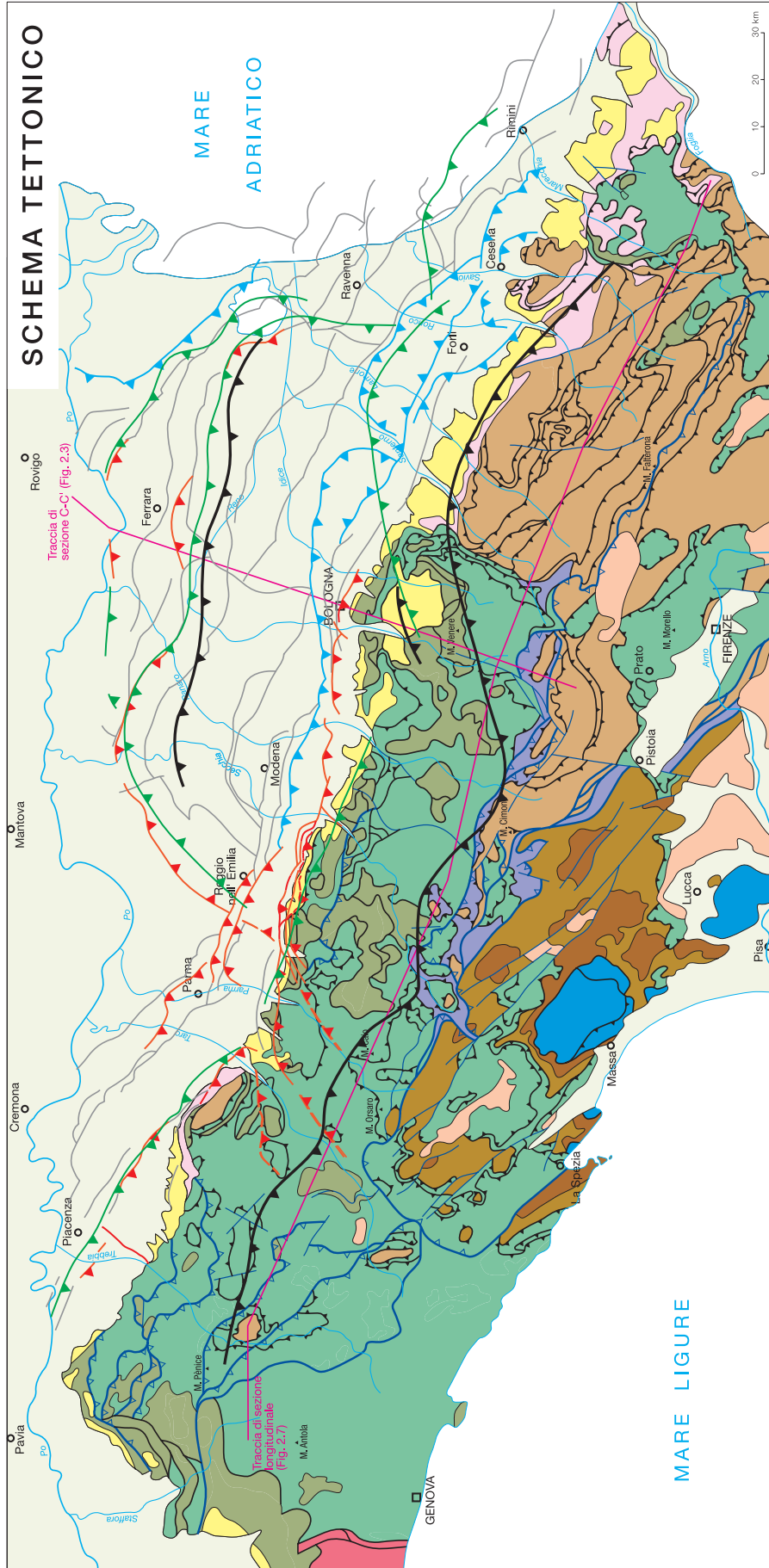


Fig. 2.1



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Alluvioni (Pleistocene-Olocene) | | Principali strutture sepolte attive |
| | Bacini intramontani (Villafranchiano-Galeriano) | | Principali strutture Plo-Pleistocene inf. sepolte riattivate |
| | Successione post fase pliocenica inferiore | | Principali strutture Mio-Pleistocene inf. sepolte |
| | Successione epiligure | | Fronte attivo nel basamento |
| | Unità Liguri e Subliguri | | Fronte attivo nella successione carbonatica |
| | Unità Modino-Ventasso; Unità Porretta | | Limiti stratigrafici |
| | Successione pre fase pliocenica inferiore | | Discordanze stratigrafiche |
| | Unità Falterona; Unità Cervarola/Marnoso-Arenacea | | |
| | Unità toscana non metamorfica (a. pre Macigno, b. Macigno) | | |
| | Unità Toscane Metamorfiche | | |
| | Unità alpine HP/LT | | |
| | Principali sovrascorimenti fuori sequenza e strutture plio-quaternarie | | |
| | Sovrascorimenti | | |
| | Contatti tettonici sottrattivi a basso angolo | | |
| | Faglie e contatti tettonici indifferenziati plio-quaternari | | |

Fig. 2.2

non coincide con il limite morfologico catena-pianura (margine appenninico-padano) ma è individuabile negli archi esterni delle Pieghe Emiliane e Ferraresi (Pieri & Groppi, 1981) sepolte dai sedimenti quaternari padani (fig. 2.2). Quindi, il vero fronte appenninico, circa all'altezza del Po, sovrascorre verso nord sulla piattaforma padano-veneta (fig. 2.3). Si può così schematizzare che l'evoluzione del territorio dell'Emilia-Romagna coincide con l'evoluzione del settore esterno della catena nord-appenninica.

L'Appennino settentrionale è una catena a *thrusts* facente parte del sistema alpino, formatosi in gran parte a spese della placca Adriatica per l'interazione fra le placche

quelle precedentemente costituite (Boccaletti *et alii*, 1995; Boccaletti & 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 alii*, 1995, 1997; Boccaletti & Sani, 1998; Bonini *et alii*, 1999). In questo quadro, le faglie

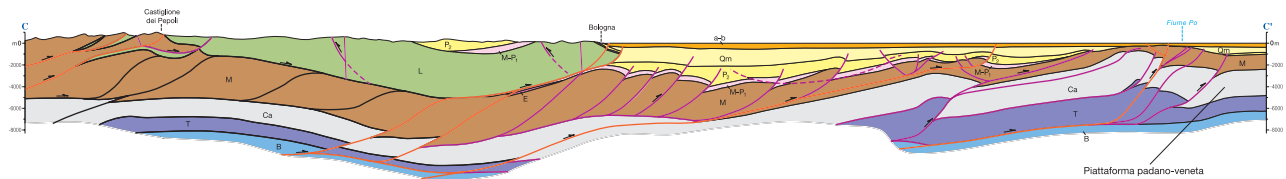


Fig. 2.3

Africana ed Euroasiatica.

Si tratta di un edificio formato da una pila di unità tettoniche riferibili a due principali domini (fig. 2.4): 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 età inizia a partire dal 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 & Guazzone, 1970). Questo processo è legato alle fasi di chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese con subduzione della litosfera oceanica sotto l'Adria (Boccaletti *et alii*, 1971; Boccaletti & Guazzone, 1974), accompagnata anche da movimenti transpressivi (Marroni & 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 Pliocene medio in poi, 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 avanfosse. Nel primo stadio, infatti, si sviluppa un sistema di avanfossa 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 alii*, 1982; Dondi & 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

normali che interessano il settore interno della catena e che delimitano alcuni bacini sono considerate strutture di secondo ordine, rispetto ai sovrascorrimenti, che accomodano il sollevamento delle culminazioni del basamento generate da *thrusts* litosferici attivi (Finetti *et alii*, 2001).

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 & Guazzone, 1974; Elter *et alii*, 1975; Carmignani *et alii*, 1980; Boccaletti *et alii*, 1990; Patacca *et alii*, 1990). Un secondo modello propone che il prisma di accrezione, ispessito dalla collisione crostale, tenda a collapsare 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 & Kligfield, 1990; Carmignani *et alii*, 1994; Decandia *et alii*, 1993; Carmignani *et alii*, 1995). Una terza ipotesi ritiene, al contrario, 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 Euroasiatica, che attualmente convergono secondo una direzione circa NNW-SSE (Tapponnier, 1977; Boccaletti *et alii*, 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 Pliocene superiore-quaternarie, parte delle quali tuttora attive.

Per quanto riguarda la descrizione 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 Emiliano-Romagnolo in scala 1:250.000 della Regione Emilia-Romagna (a cura di Cerrina Feroni *et alii*, 2002).

Dato che il lavoro appena citato focalizza soprattutto le

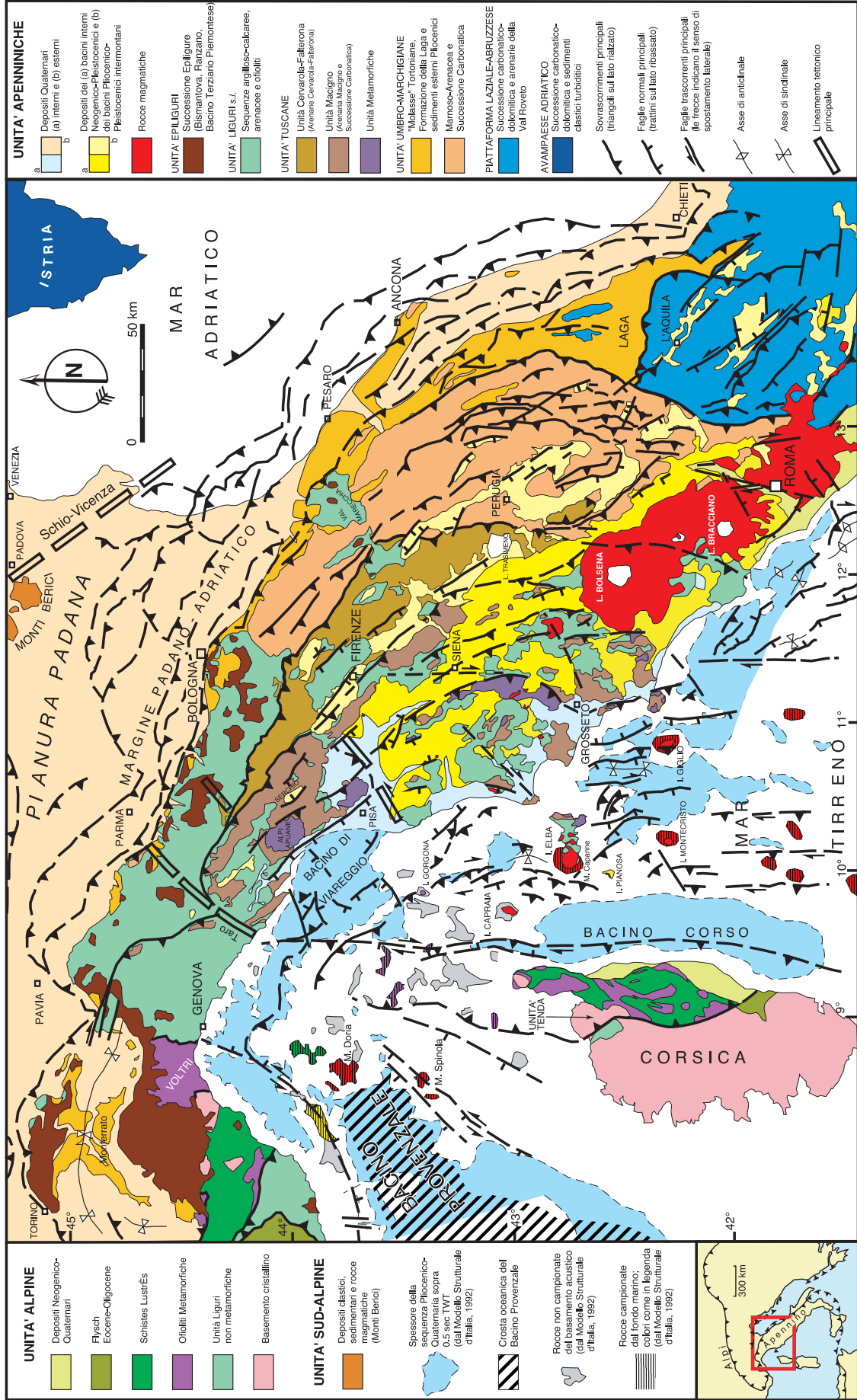


Fig. 2.4

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.

2.1 - L'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO

Il settore appenninico può essere suddiviso in due zone principali: A) zona assiale e B) zona del margine appenninico-padano (fig. 2.5).

Abbiamo ritenuto importante distinguere la zona del margine dal resto della catena in quanto è soprattutto in questo settore che affiorano i terreni plio-quadernari, la cui stratigrafia e tettonica permettono di riconoscere l'evoluzione tettonica recente ed attuale.

Ad esempio, lungo il tratto emiliano del margine, tra Bologna e Salsomaggiore, affiorano depositi quaternari del Pleistocene medio (Sabbie gialle, Sabbie di Imola e alluvioni del Sintema Emiliano-Romagnolo inferiore) piegati e fagliati; nello stesso settore anche i terrazzi dell'alta pianura risultano dislocati e tiltati di alcuni gradi.

2.1.1 - La zona assiale

La zona assiale è la parte morfologicamente più elevata della catena esterna che costituisce l'edificio le cui strutturazioni principali arrivano fino al Pliocene inferiore, le cui unità tettoniche sono così distinte: A, le unità Liguri e Subliguri con la soprastante Successione Epiligure (indicate in carta con il colore verde); B, le unità oligo-mioceniche toscane e l'unità umbro-marchigiano-romagnola (indicate in carta con il colore marrone).

2.1.1.a - Le Unità Liguri e Subliguri e la Successione Epiligure (fig. 2.6)

Rientrano in questo insieme (unità cartografica 10, "L" nei profili a corredo della carta) tutte le unità alloctone costituite da successioni pelagiche deposte su crosta oceanica e di transizione del paleo-oceano ligure-piemontese tra il

Giurassico e l'Eocene medio (Liguri), le successioni pelagiche formatesi su crosta continentale assottigliata ai margini della placca dell'Adria tra il Cretaceo superiore e il Miocene inferiore (Subliguri e Unità Sestola-Vidiciatico) e le successioni di *thrust-top basin* (Successione Epiligure, Successione Modino-Ventasso, Successione di Porretta). Queste ultime si sono 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*). Trattandosi di depositi sintettonici, le successioni di *thrust-top basin* 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.

In questo insieme delle unità alloctone sono comprese anche le evaporiti triassiche del Passo del Cerreto e della Val Secchia (unità cartografica 11) che, secondo i più recenti rilevamenti, costituiscono la parte inferiore dell'unità Modino-Ventasso (Plesi *et alii*, 2000, Cerrina Feroni *et alii*, 2002).

L'insieme di queste unità è sovrascorso sulle unità toscane e umbro-marchigiano-romagnola dell'Appennino emiliano-romagnolo da ovest verso est prevalentemente durante le fasi mioceniche e infraplioceniche.

Attualmente queste unità alloctone costituiscono la parte geometricamente superiore dell'Appennino a ovest della Val Sillaro (Appennino bolognese) e a est della Val Savio (estremità orientale dell'Appennino forlivese) (fig. 2.6). 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 2.7 risulta infatti che la coltre alloctona ha forti spessori a ovest della Val Trebbia e nell'alto Appennino Parmense (fig. 2.7a) 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 (fig. 2.7b). Secondo alcuni Autori (Ghelardoni, 1965;

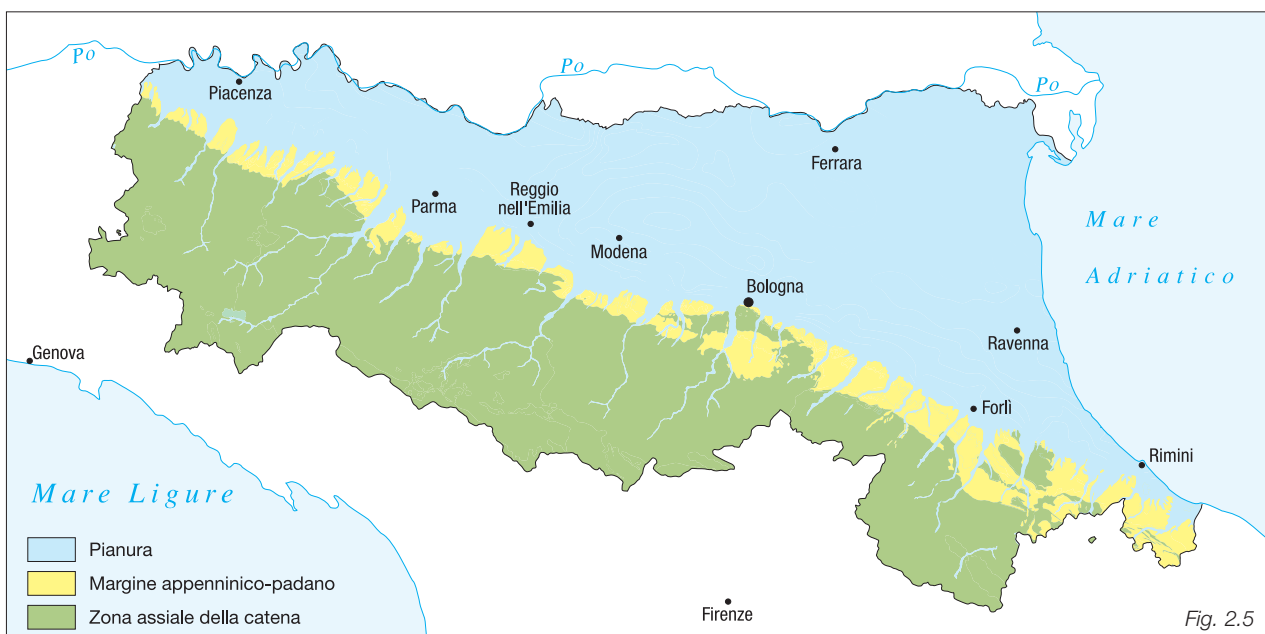
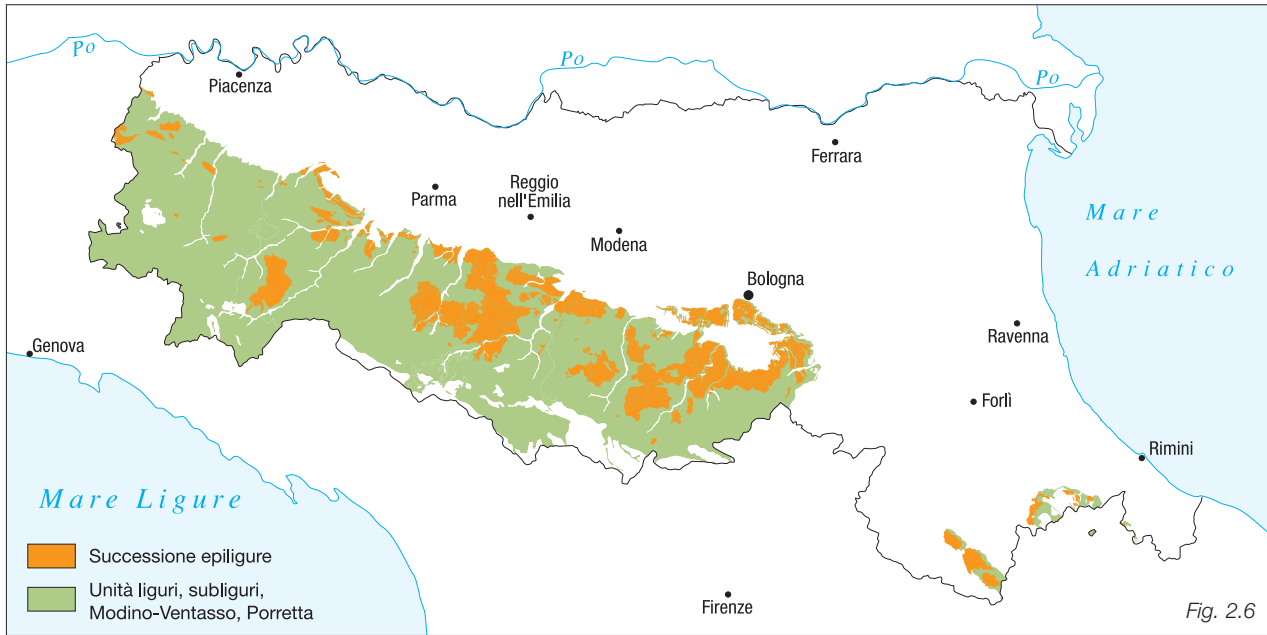


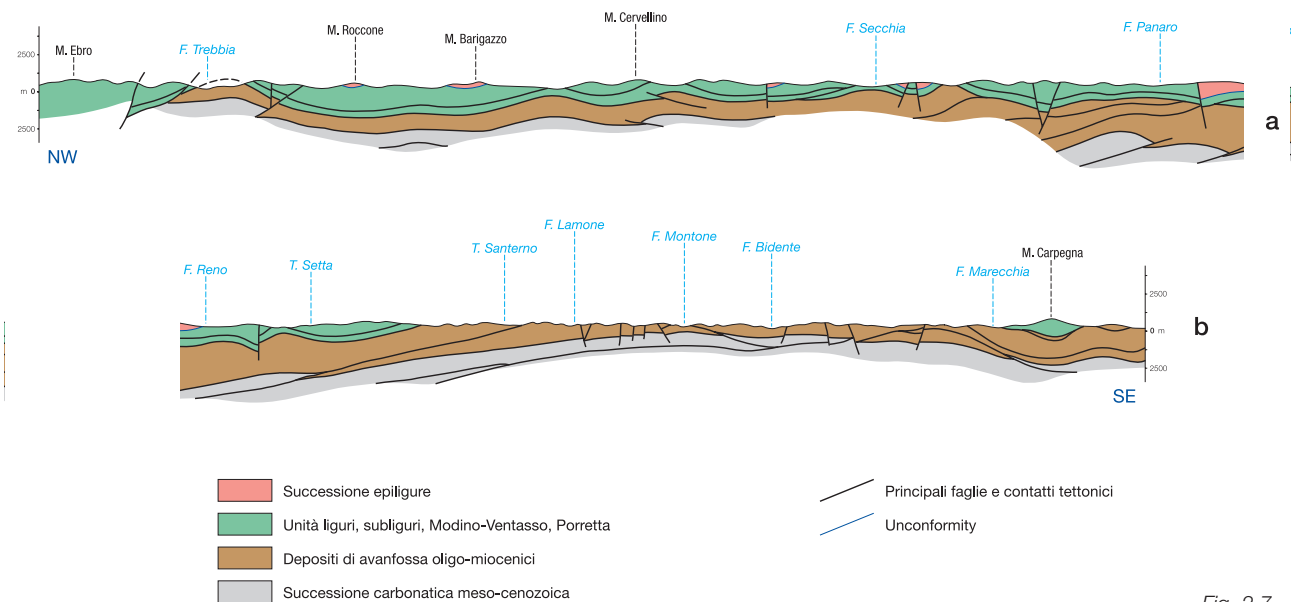
Fig. 2.5



Bortolotti, 1966; Ricci Lucchi *et alii*, 1982; Castellarin *et alii*, 1985; Patacca & Scandone, 1985; Castellarin & Pini, 1987), la mancanza della coltre alloctona 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 liguridi nei settori in cui sono ancora oggi presenti. Secondo interpretazioni più recenti (Ten Haaf, 1985; Vai, 1988; Anelli *et alii*, 1994; Cerrina Feroni *et alii*, 1997, 2001, 2002) la mancanza delle liguridi 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, anche la Romagna sarebbe 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 parti della superficie di sovrascorrimento visibili in affioramento, per erosione, analogamente a quanto avviene nelle "finestre" di Bobbio e di Salsomaggiore.

La stratigrafia e la deformazione di queste unità è descritta e discussa in dettaglio nelle note illustrative e nelle tavole stratigrafiche della Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 (Cerrina Feroni *et alii*, 2002) a cui si rimanda per maggiori informazioni.



2.1.1.b - Le Unità Toscane e l'Unità Umbro-Marchigiano-Romagnola (fig. 2.8)

Appartengono a questo insieme (unità cartografica 9, M nei profili geologici) le successioni di avanfossa oligo-mioceniche, dei domini toscano e umbro-marchigiano-romagnolo, 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 M. Falterona (Oligocene superiore-Miocene inferiore) e del M. Cervarola (Miocene inferiore-medio), che rappresentano i riempimenti delle avanfosse del dominio toscano; la successione della Marnoso-Arenacea romagnola e di Salsomaggiore (Miocene inferiore-superiore), riempimenti dell'avanfossa del dominio umbro-marchigiano-romagnolo.

Queste successioni sono tra loro separate, e al loro interno ripetute, da *thrusts* 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 arenacea nelle avanfosse è un ottimo indicatore delle principali fasi tettoniche oligo-mioceniche. La distribuzione spazio-temporale dei sistemi torbiditici è indicativa della migrazione da ovest verso est del sistema fronte-avanfossa e registra in particolare il passaggio dal dominio toscano a quello romagnolo (fase Burdigaliana) e la chiusura dell'avanfossa del dominio umbro-marchigiano-romagnolo (fase tardotortoniana-inframessiniana).

Il tetto attuale di queste unità nella parte assiale della catena è costituito dalla superficie di sovrascorrimento dell'insieme delle unità liguri, subliguri ed epiliguri. Tuttavia, la presenza di sedimenti (prevalentemente peliti) di scarpata e piattaforma che chiudono le successioni torbiditiche evidenzia come la messa in posto dell'insieme alloctono avvenisse via via su bacini non più in facies di avanfossa a seguito della migrazione verso est del sistema catena-avanfossa.

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.

Le basi stratigrafiche di queste unità sono costituite dalle rispettive successioni carbonatiche meso-cenozoiche toscana e umbra dalle quali tuttavia le unità oligomioceniche di avanfossa risultano attualmente scollate lungo gli orizzonti marnosi oligo-miocenici (Scaglia toscana, Scisti varicolori, Schlier), dando origine a scorrimenti verso NE, con sostituzione di copertura nella parte interna e assile della catena, che diventano meno importanti verso il margine.

La stratigrafia e la deformazione di queste unità è descritta e discussa in dettaglio nelle note illustrative e nelle tavole stratigrafiche della Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 (Cerrina Feroni *et alii*, 2002) a cui si rimanda per maggiori informazioni.

2.1.2 - Il margine appenninico-padano

È la zona a cavallo del limite morfologico Appennino - Pianura Padana, costituita dalle colline del basso Appennino e dalla fascia pedemontana della Pianura Padana (fig. 2.9). I terreni affioranti nell'area collinare appartengono per lo più alla successione post-evaporitica, 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), al tetto è sigillata dai depositi continentali della Pianura Padana (fig. 2.10).

La scala cronologica della figura 2.10 è tratta dalle tavole stratigrafiche di Cerrina Feroni *et alii* (2002); le età delle unità e delle *unconformities* schematizzate in figura 2.10 e di seguito descritte sono tratte dalle carte e dalle note illustrative dei vari fogli CARG 50.000 e dalle tavole stratigrafiche di Cerrina Feroni *et alii* (2002), per quanto riguarda la successione del margine, mentre le età delle *unconformities* e delle unità del sottosuolo, descritte nel successivo capito-

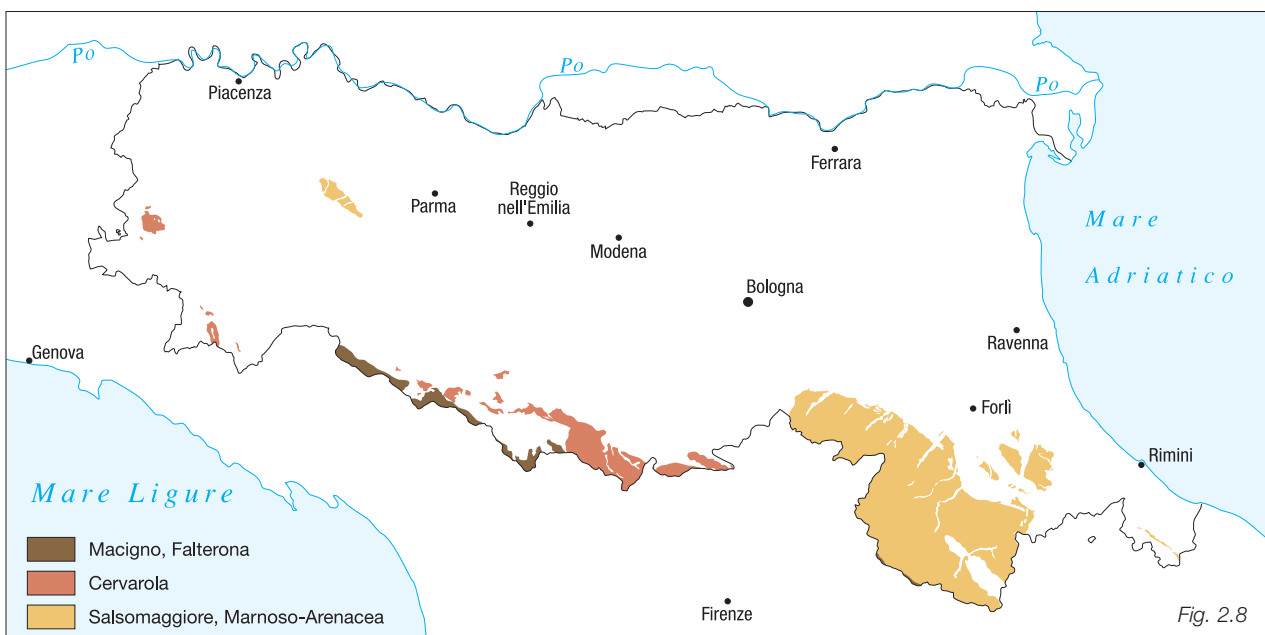


Fig. 2.8

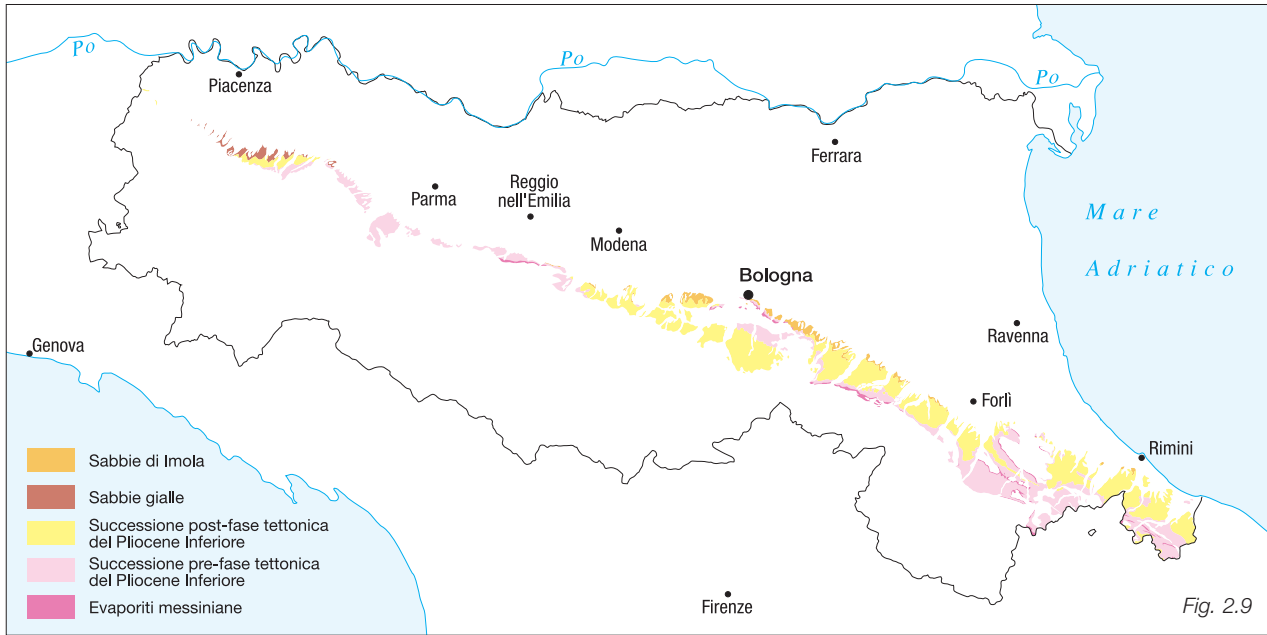


Fig. 2.9

Schema dei rapporti stratigrafici delle unità neogeniche-quadernarie del margine e della pianura

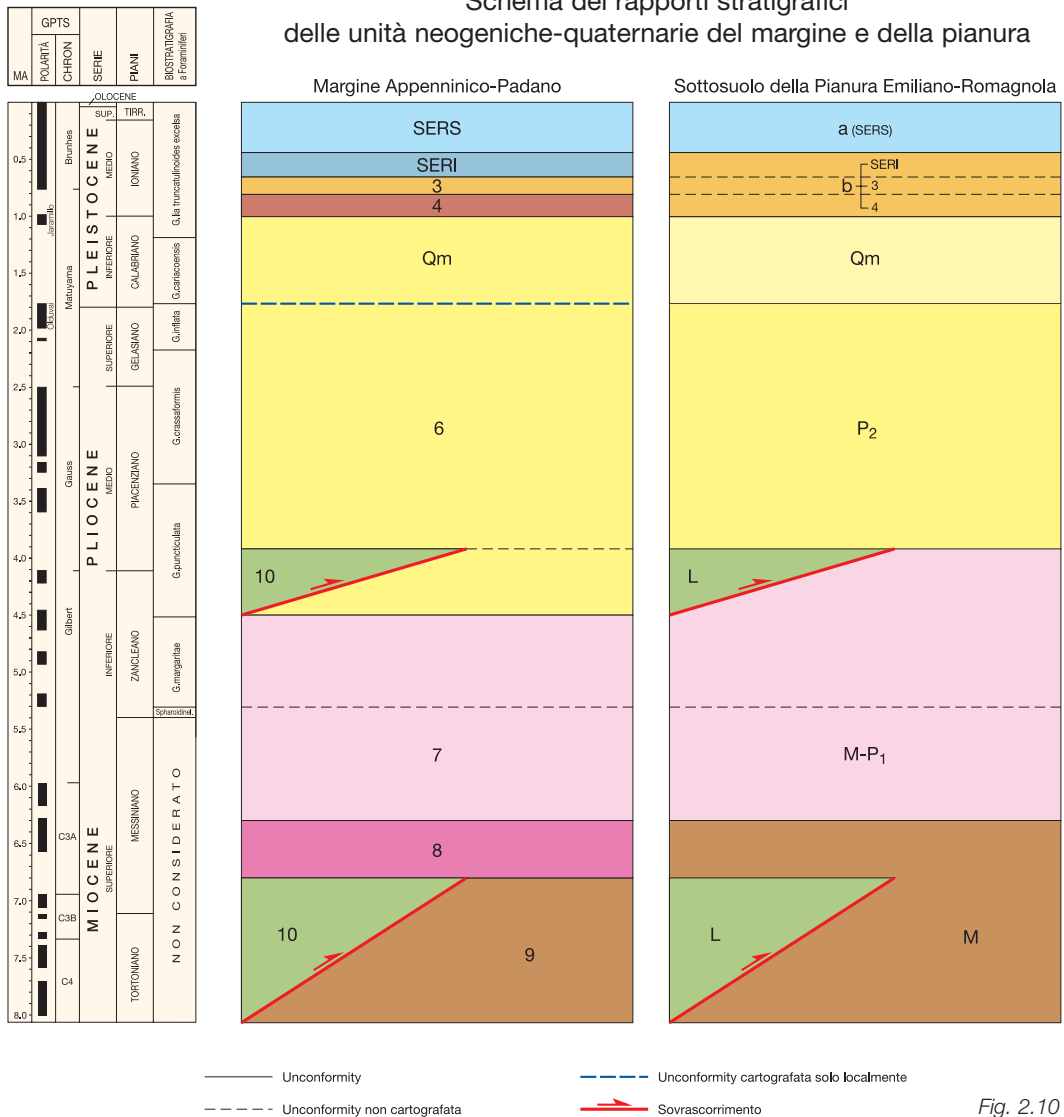


Fig. 2.10

lo, sono tratte dalle carte e dalle note illustrative dei vari fogli CARG 50.000 e, in parte, da Barbacini *et alii* (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.

Si è ritenuto anche opportuno distinguere in carta le evaporiti messiniane (unità cartografica 8) per la loro importanza come livelli duttili di scollamento. Nei profili geologici a corredo della carta, dato il ridotto spessore, le evaporiti non sono state distinte e sono comprese nell'unità M.

L'evento tettonico più importante compreso nell'intervallo temporale di questa successione, cioè successivo alla crisi di salinità del Messiniano 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 sinsedimentaria 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 7), 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 alii* (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 alii* (1982).

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 alii* (1982).

I primi depositi pliocenici (zona a *Sphaeroidinellopsis*) sono ancora di transizione e di mare poco profondo (Sabbie di Vernasca e Marne di Cella). La presenza di questi depositi è però molto discontinua. Questi depositi segnano l'inizio del ciclo pliocenico inferiore P1 di Ricci Lucchi *et alii* (1982).

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, né in carta né nei profili geologici (è compresa nell'unità 7 della carta e nell'unità M-P1 nei profili geologici) in quanto non rilevante per gli scopi di questa carta. Talora, lungo il margine emiliano, i depositi trasgressivi pliocenici poggiano direttamente sulle liguridi.

Nel sottosuolo si depositano le torbiditi arenaceo-pelitiche della Formazione di Porto Corsini (AGIP, 1982; Dondi *et alii*, 1982; Dondi & D'Andrea, 1986).

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

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 alii*, 1982; Dondi & D'Andrea, 1986).

Successivamente, nella parte inferiore del Pliocene medio (zona a *G. puncticulata* p.p., 3,8-3,9 Ma), nella successione del margine, si registra una *unconformity* 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 alii* (1982). È in questo momento 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 questa *unconformity*, 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 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 Corpòlo).

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

Torbiditi relativamente profonde sono presenti solo nel sottosuolo padano (Formazione di Porto Garibaldi) (AGIP, 1982). La distribuzione di queste facies indica che dal Pliocene medio in poi non è più individuabile un unico bacino di avanfossa continuo al fronte del margine appennini-

co e che la deposizione torbiditica avviene in più depocentri al fronte degli archi delle "Pieghe Emiliane e Ferraresi" di Pieri & Groppi (1981) (Dondi *et alii*, 1982; Dondi & D'Andrea, 1986).

Anche il passaggio dal Pliocene al Pleistocene (1,8 Ma), lungo il margine, non è marcato da evidenze macroscopiche e non è quindi possibile il riconoscimento dell'inizio del Quaternario direttamente sul terreno. Questo limite è invece più evidente nel sottosuolo padano grazie alla presenza di una *unconformity* riconoscibile nei sondaggi e nei profili sismici (v. 2.2), appena più giovane (1,73 Ma) e che può essere quindi considerata la base del ciclo quaternario marino Qm di Ricci Lucchi *et alii* (1982). Grazie al confronto tra dati di sottosuolo e di superficie, è stato possibile cartografare la base del Quaternario nel settore del margine compreso tra il T. Senio e il F. Ronco-Bidente e nelle colline riminesi.

Alla fine del Pleistocene inferiore (circa 1,1 Ma) il sollevamento appenninico provoca, a partire da ovest, la progressiva regressione marina 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, all'inizio del Pleistocene medio (1-0,9 Ma), sabbie di piattaforma interna e litorali (Sabbie gialle regressive *Auctt.*, unità cartografica 4).

Nella parte inferiore del Pleistocene medio si registra una discordanza di importanza regionale, a testimonianza di una 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 3), che segnano la fine del ciclo pleistocenico inferiore marino Qm di Ricci Lucchi *et alii* (1982).

Nel Pleistocene medio la prosecuzione del sollevamento comporta il definitivo instaurarsi della deposizione continentale e inizia a sedimentarsi il Supersistema Emiliano-Romagnolo (vedere anche RER & ENI - Agip, 1998), corrispondente al ciclo Qc di Ricci Lucchi *et alii* (1982).

Questo supersistema è articolato in due sistemi: il Sistema Emiliano-Romagnolo inferiore (SERI) compreso tra

0,65 e 0,45 Ma e il Sistema Emiliano-Romagnolo superiore (SERS) compreso tra 0,45 Ma e il Presente. Si tratta di depositi alluvionali formati dall'attività deposizionale del Po, dei suoi affluenti di destra e dei fiumi romagnoli.

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. Gli affioramenti di SERS sono invece costituiti da prevalenti ghiaie e sabbie di terrazzo e conoide alluvionale.

La discontinuità che separa i depositi continentali dal substrato marino è quasi ovunque marcata da discordanza angolare. Poiché i depositi del SERI si presentano spesso tiltati, anche la discontinuità che separa SERS e SERI presenta i caratteri di discordanza angolare; inoltre, talora i depositi del SERS poggiano, in discordanza, direttamente sul substrato marino. È questa la più recente discordanza angolare (circa 0,45 Ma) riconoscibile a scala regionale.

Purtroppo, le aree di affioramento del SERI e dei termini inferiori del SERS sono molto discontinue, rare e poco estese e localizzate soprattutto negli alvei dei fiumi; infatti, i depositi alluvionali affioranti nelle valli intramontane e lungo il margine appartengono quasi esclusivamente ai termini superiori del SERS (Pleistocene superiore-Olocene). Per questo motivo, in carta i depositi alluvionali del margine sono stati cartografati come un'unità indistinta.

Per le finalità di questa carta, si è ritenuto più indicativo distinguere i terrazzi dell'alta pianura e le principali conoidi alluvionali e correlare quest'ultime con i depositi alluvionali di fondovalle e i terrazzi delle valli intramontane (fig. 2.11). L'interesse nel rappresentare la distribuzione dei terrazzati della fascia pedemontana è dovuta al fatto che in alcuni tratti del margine, ad esempio tra Bologna e Vignola (MO) (cfr. foglio CARG 50.000 n. 220) 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 tiltati, indicando, anche se solo localmente, la presenza di strutture attive nel Pleistocene superiore-Olocene (< 0,125 Ma).

La relazione tra la tettonica recente e le conoidi alluvionali è invece meno immediata ma non meno importante.

