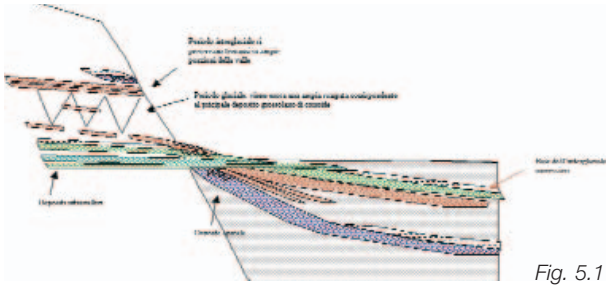

Fig. 5.1

conoidi alluvionali, mentre la porzione interglaciale è generalmente mancante (fig. 5.1).

Per realizzare la sintesi qui presentata, i dati dei rilevamenti sono stati sintetizzati in sezioni geologiche localizzate lungo il corso dei principali fiumi appenninici. In queste sezioni sono stati proiettati gli affioramenti dei terrazzi presenti lungo l'asta valliva; ciò ha consentito di tracciare le linee di correlazione riportate nella figura 5.2.

Naturalmente questo tipo di rilevamento è stato possibile solo dove i terrazzi sono meglio conservati. I dati disponibili si riferiscono soprattutto alla zona del margine e al basso e medio Appennino. La conservazione dei terrazzi dipende anche dall'esposizione all'erosione del substrato su cui poggiano: nell'Appennino romagnolo, dove il substrato dei terrazzi è prevalentemente costituito da torbiditi arenaceo-pelitiche (Formazione Marnoso-Arenacea) i terrazzi antichi sono conservati fino quasi al crinale appenninico; al contrario, nell'Appennino emiliano, dove spesso il substrato dei terrazzi è costituito da argille e da brecce con matrice argillosa delle unità liguri, molto più erodibili e instabili, sono conservati solo i terrazzi più recenti che si rinvengono prevalentemente nei settori medio-bassi della catena.

Sulla base della continuità degli affioramenti dei terrazzi presenti lungo le diverse aste vallive è stato possibile correlare in tutte le sezioni due linee tempo che costituiscono la base dell'unità SERS8, datata a circa 10.000 - 12.000 anni B.P., e la base dell'unità SERS7, datata a circa 125.000, corrispondenti rispettivamente circa al limite Pleistocene superiore-Olocene e al limite Pleistocene medio-Pleistocene superiore.

Nelle sezioni presentate è inoltre riportata per ogni fiume la posizione dell'alveo attuale. Considerata la scala del lavoro si è scelto di tracciare il profilo dell'alveo lisciando le irregolarità del profilo dovute ai numerosi manufatti presenti. Le sezioni sono costruite con un'esagerazione della scala verticale di 100 volte rispetto alla scala orizzontale.

La differenza tra le quote dell'alveo attuale e le quote delle superfici che uniscono i terrazzi di 125.000 e 10-12.000 corrisponde al tasso di incisione dei fiumi ed è quindi indicativa anche del sollevamento della catena rispettivamente a partire dall'inizio del Pleistocene superiore e circa dall'inizio dell'Olocene.

L'analisi dell'andamento del limite basale di SERS7 permette di osservare quanto segue (figg. 5.2 e 5.3a).

Nella sezione dei fiumi Taro, Secchia e, in modo più evidente, nella sezione del fiume Enza la base dell'unità SERS7 si presenta deformata con carattere plicativo antiforme. La piega è particolarmente evidente tra Montecchio Emilia e Bibbiano e si estende verso ovest fino a Medesano (Val Taro) mentre verso est si può seguire fino a sud di Sassuolo (Val Secchia).

Anche nella sezione del fiume Reno la base di SERS7 appare deformata in quanto si mantiene a quote elevate di circa 50 m rispetto all'alveo attuale anche in prossimità del margine e non è direttamente correlabile con il corrispondente deposito padano sepolto (fig. 5.4).

Ad eccezione della sezione del Panaro, per la quale tra l'altro sono disponibili solo pochi dati, la base di SERS7 sembra deformata in corrispondenza della cerniera a cavallo del limite catena - pianura in tutte le sezioni tra il Reno e il Taro.

In Romagna e nel piacentino questa stessa linea tempo non appare strutturata in modo evidente lungo il margine; essa, infatti, si immerge in modo abbastanza regolare verso la pianura a testimonianza di un sollevamento/abbassamento più graduale del sistema catena-pianura.

A sud del margine appenninico le informazioni relative all'andamento della base di SERS7 sono disponibili solamente lungo le valli del Trebbia, del Reno, del Santerno e del Bidente. In questi fiumi si può osservare che a circa 15-20 km dal margine appenninico la base di SERS7 è già a oltre 150 m dall'alveo attuale nel Reno e nel Bidente mentre non supera i 130 m nel Trebbia e nel Santerno.

Il valore di questo dislivello misura il tasso di incisione fluviale negli ultimi 125.000 anni ed è fortemente indicativo del tasso di sollevamento della catena appenninica nello stesso intervallo di tempo; nei tratti considerati, esso è mediamente di circa 1 mm/anno nelle valli del Trebbia e del Santerno mentre è maggiore, circa 1,2 mm/anno, nelle valli del Reno e del Bidente.

È interessante notare che valori del tutto analoghi, ma in senso opposto, si osservano nella valutazione del tasso di subsidenza di questa stessa linea tempo (RER & ENI - Agip, 1998).

In tutti questi fiumi si può inoltre osservare che a partire dal margine appenninico la distanza di questo limite dall'alveo tende ad aumentare verso monte, ad indicare un tasso di incisione valliva e quindi di sollevamento della catena maggiore verso le zone topograficamente più alte.

L'analisi dell'andamento del limite basale di SERS8 permette le seguenti osservazioni (figg. 5.2 e 5.3b).

Il dislivello tra la base di SERS8 e l'alveo tende a stabilizzarsi, più o meno rapidamente, in posizione sub-parallela all'aveo a circa 10-15 km dal margine.

Sulla base dei valori di questo dislivello è possibile individuare zone a diverso comportamento.

Questo dislivello raggiunge i 40-45 m nelle valli dell'Emilia centrale (Taro, Enza e Secchia); è maggiore, circa 50-55 m, nella valle del Reno; raggiunge i 70 m nella valle del Savio (Romagna orientale); è inferiore, circa 30 m, nelle valli del Trebbia e della Romagna occidentale (Santerno e Lamone); ha valori intermedi, circa 40 m, nelle valli della Romagna centrale (Montone e Bidente), come se questa zona costituisse una sorta di fascia di transizione tra la Romagna occidentale e la Romagna orientale.

Il tasso di incisione valliva che ne deriva varia da 3 a oltre 5 mm/anno, valore molto superiore a quello valutato per la base di SERS7. Ciò è dovuto al fatto che il tasso di incisione è influenzato da vari fattori quali, oltre al sollevamento della catena, la dinamica fluviale del periodo post glaciale e la recente escavazione antropica in alveo per il prelievo di ghiaia che hanno verosimilmente aumentato l'incisione.

In ogni caso, confrontando questi dati, emerge che la Romagna orientale e la valle del Reno mostrano i maggiori tassi di incisione mentre la Romagna occidentale e la valle del Trebbia presentano i valori più bassi. Valori mediamente elevati di incisione si registrano anche nelle valli tra il Panaro

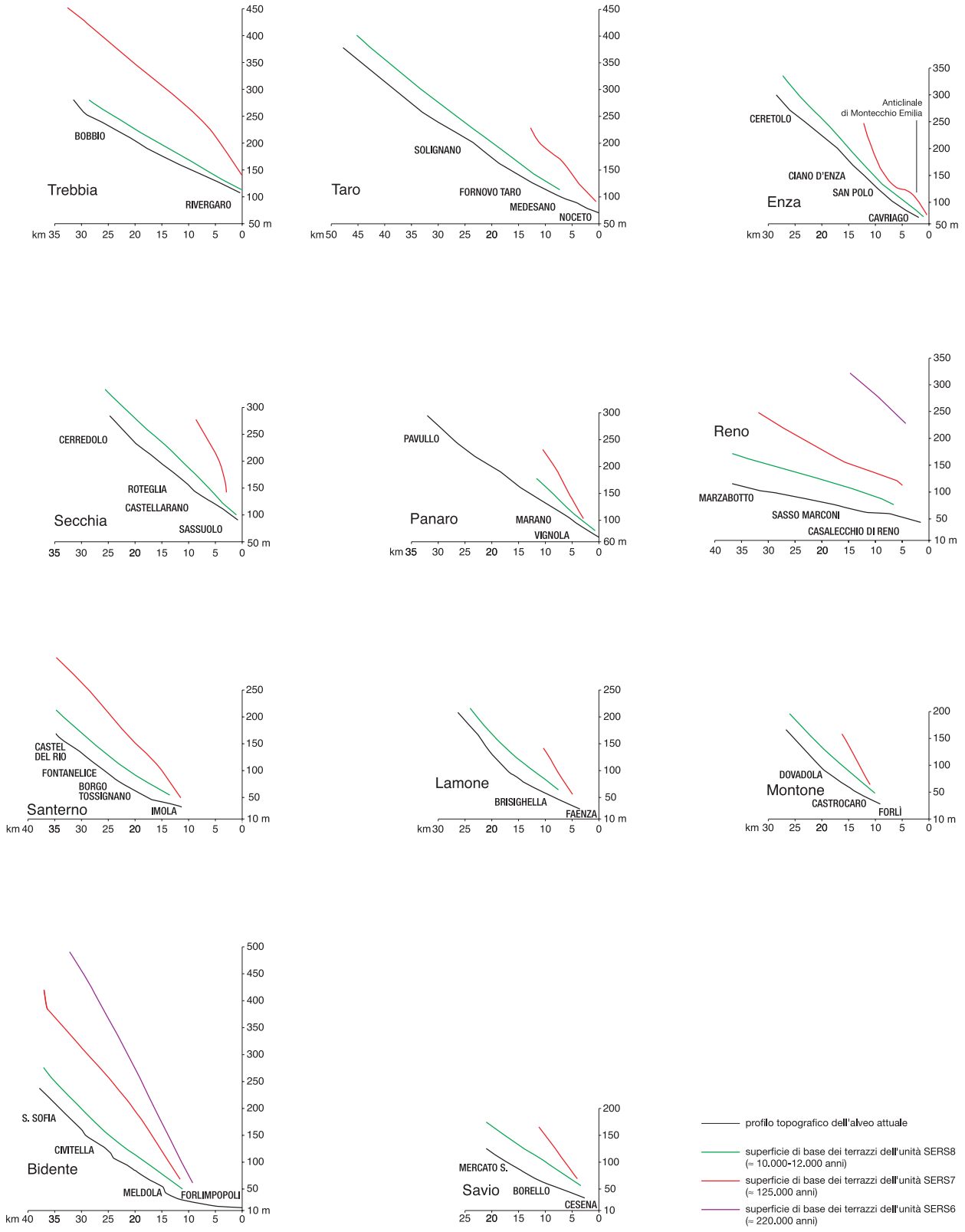
Trebbia
BOBBIO
RIVERGARO
Taro
SOLIGNANO
FORNOVO TARO
MEDESANO
NOCETO
Enza
CERETOLO
Anticlinale di Montecchio Emilia
CIANO D'ENZA
SAN POLO
CAVRIAGO
Secchia
CERREDOLO
ROTEGLIA
CASTELLARANO
SASSUOLO
Panaro
PAVULLO
MARANO
VIGNOLA
Reno
MARZABOTTO
SASSO MARCONI
CASALECCHIO DI RENO
Santerno
CASTEL DEL RIO
FONTANELICE
BORGO TOSSIGNANO
IMOLA
Lamone
BRISIGHELLA
FAENZA
Montone
DOVADOLA
CASTROCARO
FORLÌ
Bidente
S. SOFIA
CIVITELLA
MELDOLA
FORLIMPOPOLI
Savio
MERCATO S.
BORELLO
CESENA
km
m
profilo topografico dell'alveo attuale
superficie di base dei terrazzi dell'unità SERS8 (≈ 10.000-12.000 anni)
superficie di base dei terrazzi dell'unità SERS7 (≈ 125.000 anni)
superficie di base dei terrazzi dell'unità SERS6 (≈ 220.000 anni)

Fig. 5.2

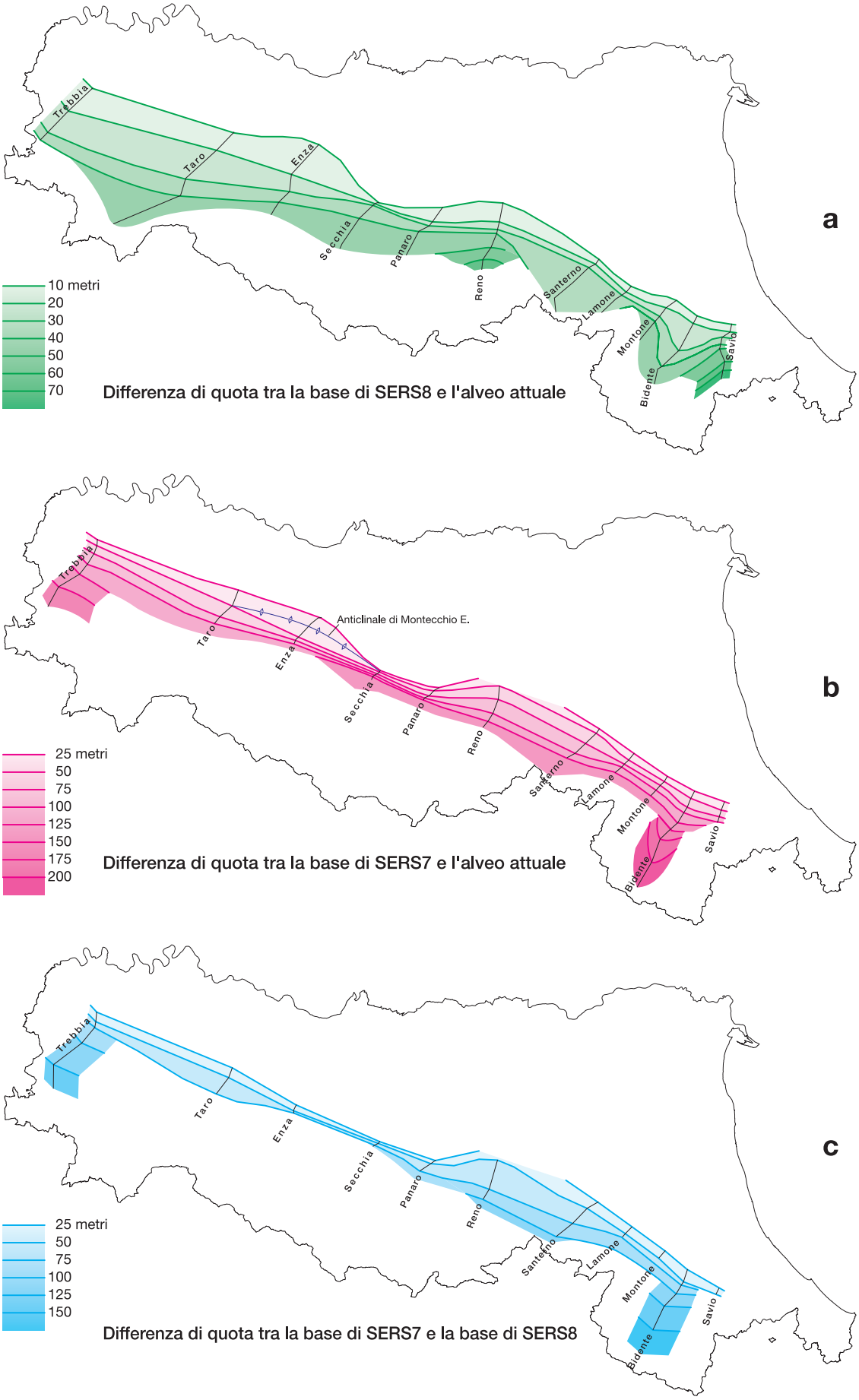
a
Trebbia
Taro
Enza
Secchia
Panaro
Reno
Santerno
Lamone
Montone
Bidente
Savio
10 metri
20
30
40
50
60
70
Differenza di quota tra la base di SERS8 e l'alveo attuale
b
Anticlinale di Montecchio E.
25 metri
50
75
100
125
150
175
200
Differenza di quota tra la base di SERS7 e l'alveo attuale
c
25 metri
50
75
100
125
150
Differenza di quota tra la base di SERS7 e la base di SERS8

Fig. 5.3

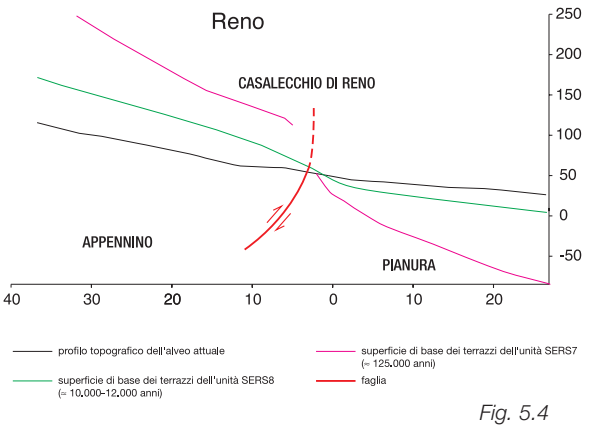

Fig. 5.4

e il Taro, mentre tassi medi di incisione si registrano nelle valli della Romagna occidentale (Montone e Bidente).

Confrontando l'andamento della base di SERS8 con la base dell'Olocene in pianura (v. 4.2.3, fig. 4.16), si può osservare come nel sottosuolo padano siano abbastanza frequenti analoghi valori del tasso di sedimentazione, ma di segno opposto.

Va osservato che la sedimentazione nella pianura alluvionale risente fortemente delle diverse condizioni climatiche nell'Olocene che modificano il regime fluviale e la geometria del bacino alluvionale padano rispetto al precedente periodo glaciale. È quindi importante non confondere il tasso di sedimentazione con il tasso di subsidenza. Quest'ultimo pare essere più ragionevolmente deducibile da un intervallo di tempo che comprenda un periodo glaciale - interglaciale, in tal modo infatti viene annullata l'influenza dovuta al clima e alla forma del bacino. Secondo questa considerazione quindi il valore medio del tasso di subsidenza alla scala della Pianura Padana si mantiene verosimilmente su valori dell'ordine di circa 1 mm/anno, o poco più. Considerazioni del tutto analoghe possono essere fatte relativamente al tasso di sollevamento della catena che pare quindi essere anch'esso dello stesso ordine.

Pertanto, per ridurre al minimo l'influenza delle variazioni climatiche sulla dinamica del tasso di incisione occorre considerare un ciclo climatico completo (periodo interglaciale e periodo glaciale).

Questo si può ottenere valutando il solo tasso d'incisione del Pleistocene superiore (ciclo completo glaciale - interglaciale), cioè stimando la differenza di quota della base di SERS7 (125.000 anni) e la base di SERS8 (10-12.000 anni). In questo modo il tasso di incisione è soprattutto il risultato del sollevamento.

La figura 5.3c mostra tale differenza e, sebbene i dati disponibili siano pochi, si può apprezzare come i maggiori tassi di sollevamento siano ancora una volta osservabili nel tratto del margine emiliano tra le valli dell'Enza e del Reno e in Romagna, tra le valli del Santerno e del Savio.

Per le valli del Bidente e del Reno sono possibili anche alcune considerazioni relativamente al limite basale di SERS6 (fig. 5.2), a cui è attribuita un'età di circa 220.000 anni (Carta Geologica d'Italia, vari fogli in scala 1:50.000 in stampa).

Nella valle del Reno tale limite è osservabile sino a circa 5 o 6 km a monte del margine; esso è a oltre 200 m dall'alveo e anche in questo caso, come si può intuire dalla sezione, non è direttamente correlabile con il corrispondente deposito di pianura.

Nella valle del Bidente invece tale limite si immerge in modo regolare verso la pianura, e sempre in modo regolare sembra aumentare la sua distanza dall'alveo procedendo verso monte. Gli ultimi affioramenti di questo limite sono stati individuati a circa 25 km dal margine, dove è a più di 300 m dall'alveo.

Da questi dati emerge che durante l'ultimo ciclo climatico del Pleistocene medio, compreso tra 220.000 e 125.000 anni, il tasso di incisione in queste valli, e quindi il tasso di sollevamento, è stato dell'ordine di circa 1,5 mm/anno.

Dati sul limite basale di SERS (450.000 anni) sono disponibili solo nel bacino del Panaro. Infatti, applicando i tassi di sollevamento dedotti dall'osservazione della base di SERS7, è possibile interpretare i depositi lacustri presenti a Pavullo (MO) come correlabili con la porzione basale di SERS. Ciò è in accordo con altre osservazioni che indicano per tale periodo un forte trasgressione marina il cui effetto potrebbe avere provocato nella sedimentazione alluvionale una sorta di impaludamento e quindi la formazione di bacini fluvio-lacustri intramontani. Nella zona di Pavullo i depositi lacustri sono ad una quota di circa 670-690 m, cioè circa 400 m di dislivello rispetto all'alveo attuale del Panaro, con un tasso di incisione di poco inferiore a 1 mm/anno (circa 0,9 mm/anno) negli ultimi 450.000 anni.

Confrontando i tassi di incisione (fig. 5.3) con la localizzazione delle principali strutture attive si nota come il diverso comportamento riconosciuto nei vari settori sia strettamente legato all'attività delle strutture stesse (fig. 5.5).

È evidente come i maggiori tassi di incisione e i gradienti più accentuati, sia per SERS7 che per SERS8, si rilevino in corrispondenza, soprattutto a monte, delle principali strutture attive, quali il *thrust* pede-appenninico, soprattutto tra le valli del Taro e del Reno, e il fronte del basamento individuato sotto la catena appenninica, i cui effetti sono evidenti soprattutto nell'Appennino romagnolo, tra le valli del Santerno e del Savio.

In particolare, la piega antiforme che deforma la base di SERS7 (fig. 5.5b) nel tratto del margine compreso tra le valli del Taro e del Secchia risulta perfettamente compresa tra il *thrust* pede-appenninico e il fronte delle Pieghe Emiliane, mentre la stessa base di SERS7 risulta tagliata dal *thrust* pede-appenninico nella zona di Bologna. Il rigetto verticale stimato lungo questa faglia è circa 55 m (fig. 5.4).

Infine, i forti dislivelli che si rilevano nella valle del Savio possono essere spiegati con l'attività di una struttura antiappenninica riconosciuta per lunghi tratti della valle, tra Bagno di Romagna e Quarto, dove presenta anche componente trascorrente, e tra Borello e Cesena dove il rigetto è essenzialmente verticale con la parte orientale sollevata.

Mettendo a confronto la base di SERS8 con la base dei depositi olocenici in pianura (fig. 5.5a) è evidente, oltre a quanto già descritto in 4.2.3, che lungo alcuni tratti del margine (piacentino e parmense, Romagna occidentale) c'è continuità tra i depositi olocenici della pianura e della catena, mentre in altri settori, soprattutto lungo il margine bolognese, questa continuità è chiaramente interrotta in corrispondenza del *thrust* pede-appenninico a testimonianza di un'attività recentissima (< 10.000 anni) di tale struttura in questo settore.

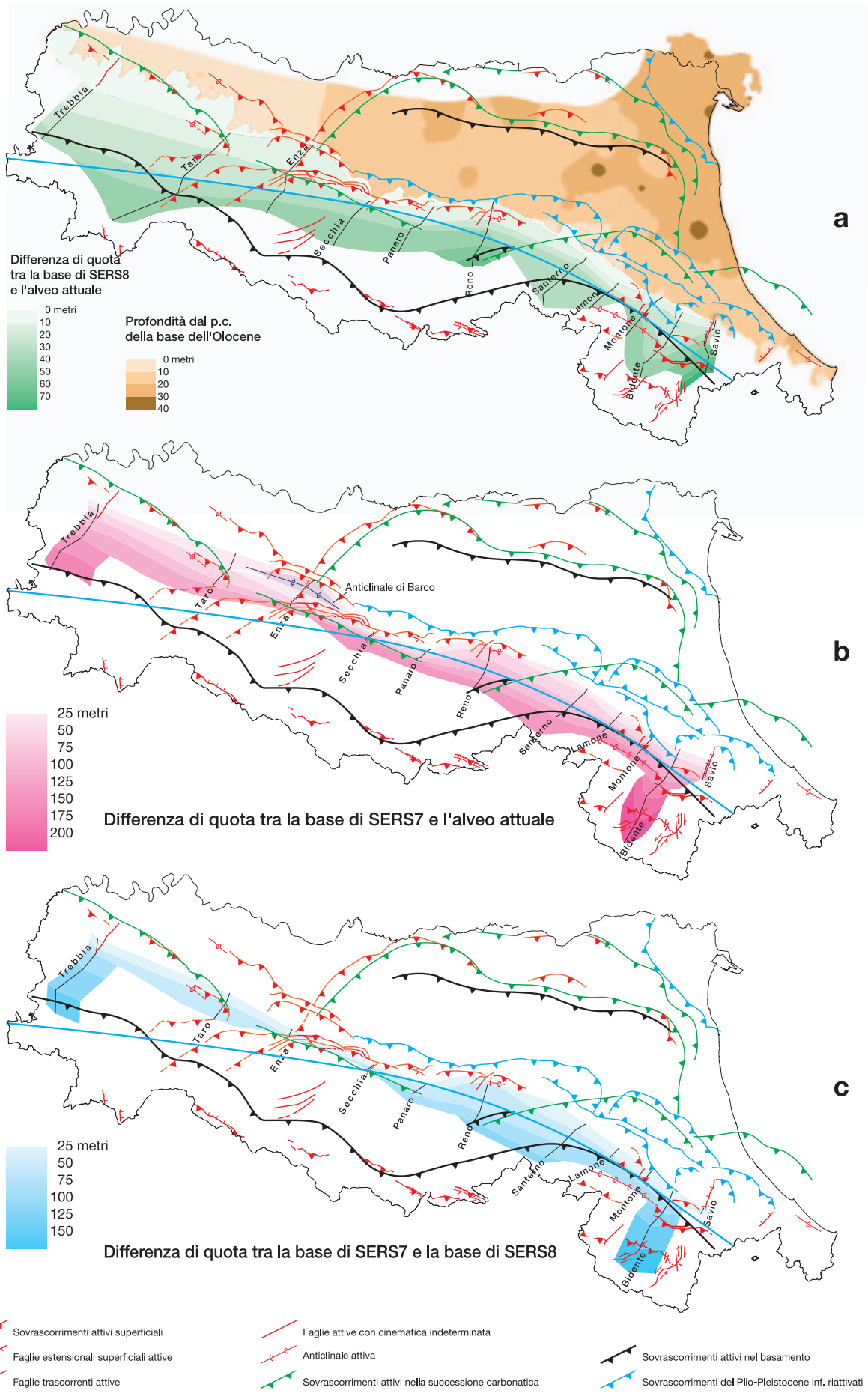
a
Differenza di quota tra la base di SERS8 e l'alveo attuale
0 metri
10
20
30
40
50
60
70
Profondità dal p.c. della base dell'Olocene
0 metri
10
20
30
40
Trebbia
Taro
Enza
Secchia
Panaro
Reno
Santerno
Lamone
Montone
Bidente
Savio
b
Anticlinale di Barco
25 metri
50
75
100
125
150
175
200
Differenza di quota tra la base di SERS7 e l'alveo attuale
c
25 metri
50
75
100
125
150
Differenza di quota tra la base di SERS7 e la base di SERS8
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

Fig. 5.5

6 - CAMPI DI PALEOSTRESS E CAMPI DI STRESS ATTUALI

La determinazione dei campi di stress attivi e recenti (<1 Ma) in Emilia-Romagna è possibile grazie all'integrazione tra dati derivati dal rilevamento strutturale dei terreni quaternari affioranti lungo il margine appenninico-padano e dati di deformazione attuali relativi alla deformazione di pozzi (dati di *break-out*).

Le direzioni di massimo stress orizzontale (SH) raffigurate nello schema a margine della carta e nella figura 6.1 sono riprese da Mariucci & Mueller (2003) e sono basate sull'analisi di deformazioni di pozzi per ricerca di idrocarburi. Tali dati sono infatti concentrati in Pianura Padana che rappresenta l'area di maggior interesse per la ricerca di tale fonte energetica.

I terreni affioranti con età inferiore a 1 Ma sono rappresentati dalle Sabbie gialle, dalle Sabbie di Imola, dalle alluvioni del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e dai termini inferiori del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (v. 2.1.2 e 2.2).

Le Sabbie gialle (1-0,8 Ma) e le Sabbie di Imola (0,8-0,65 Ma) sono diffusamente interessate da piegamenti a scala cartografica e da frequenti strutture mesoscopiche quali faglie, sia compressive che estensionali, pieghe e sistemi di *joints* (figg. 4.10, 4.17a e 4.17b) (cfr. anche Bernini & Papani, 1987; Gasperi *et alii*, 1989; Ghiselli & Martelli, 1997).

Anche i termini più antichi dei depositi alluvionali, riferibili al SERI, localmente sono tiltati come le sottostanti sabbie costiere (fig. 4.17d). Tuttavia, nei depositi alluvionali non si rilevano pieghe alla mesoscala. Sono invece presenti faglie e numerosi sistemi di *joints* (cfr. anche Ghiselli & Martelli, 1997) (fig. 4.17c) e strie stilolitiche su ciottoli calcarei.

In carta gli affioramenti di sabbie marine pleistoceniche e del SERI in cui si osservano piegamenti, sebbene di dimensioni non cartografabili alla scala 1:250.000, sono stati comunque evidenziati come "aree con affioramenti significativi non cartografabili". È in questi affioramenti che sono state rilevate le strutture che hanno permesso la valutazione dei paleostress.

I principali affioramenti di sabbie marine pleistoceniche e depositi alluvionali con deformazioni evidenti sono localizzati lungo il margine, negli alvei dei fiumi Enza, Secchia, Tiepido, Panaro e Reno; in particolare lungo il margine tra Sassuolo e Scandiano e a Casalecchio di Reno sono stati rilevati depositi marini e continentali del Pleistocene medio verticalizzati e rovesciati mentre a Ozzano Emilia, poco a est di Bologna, le Sabbie di Imola sono rovesciate e sovrascorse da marne serravalliane riferibili alla Successione Epiligure.

L'analisi di queste strutture mesoscopiche ha permesso la determinazione del campo locale di paleostress; a tale scopo, nel caso di popolazioni di faglie sono stati applicati metodi di inversione (Angelier & Mechler, 1977; Carey, 1979; Caputo & Caputo, 1988).

L'analisi strutturale ha permesso l'individuazione di alcuni settori del margine caratterizzati da diversi regimi di stress e da diversi gradi di deformazione (Ghiselli & Martelli, 1997 e dati inediti).

In sintesi, ancora una volta il settore con affioramenti maggiormente deformati risulta quello compreso tra Parma e Ozzano Emilia (BO), dove prevalgono campi di stress prevalentemente compressivi con direzione dell'asse di massimo raccorciamento variabile da NW-SE a NE-SW

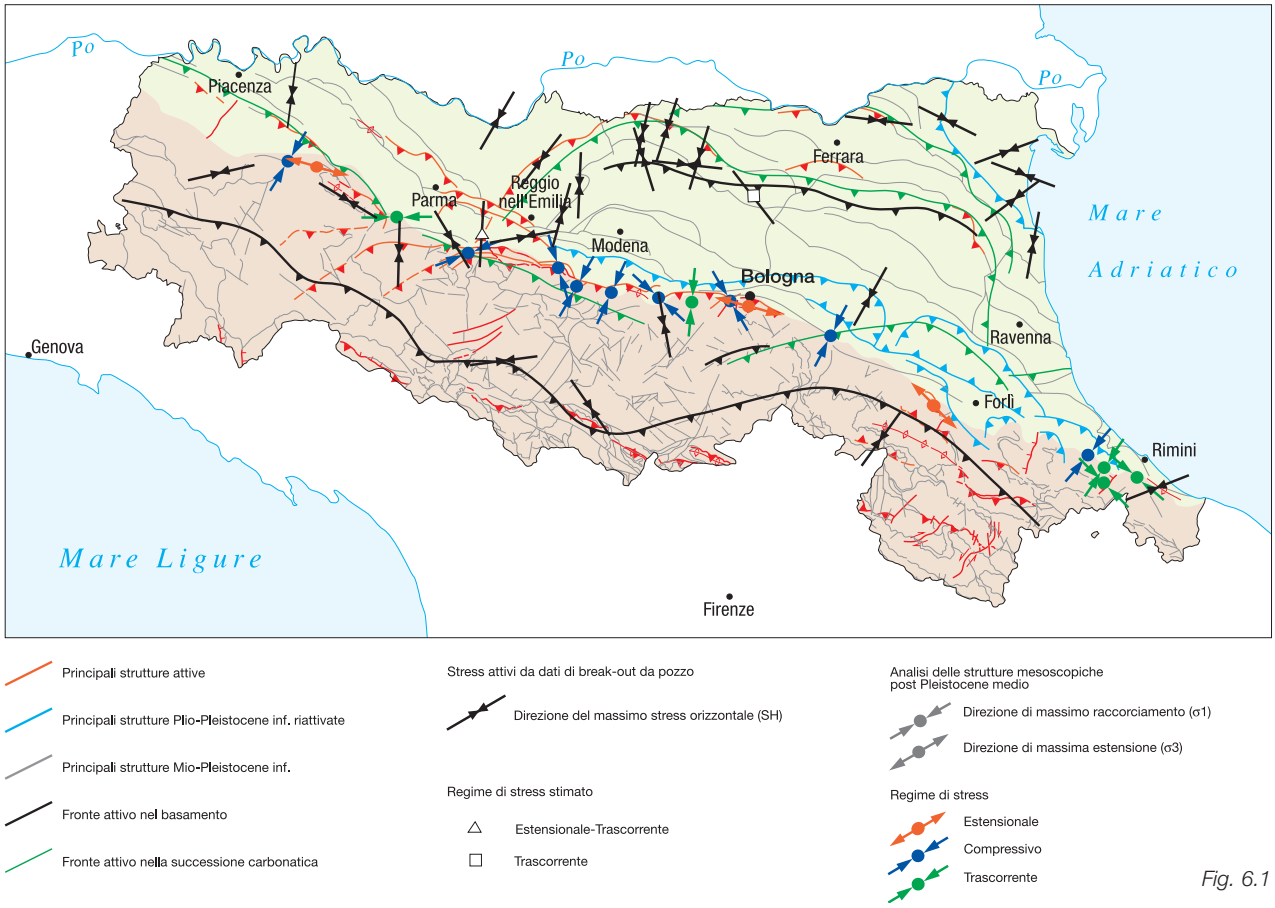

Fig. 6.1

(fig. 6.1). Tale variabilità è spiegabile con la geometria ad arco dei *thrusts* attivi che dislocano il margine. In tale contesto ben si inquadrano anche i campi trascorrenti ed estensionali che accomodano la deformazione.

Al contrario, il settore compreso tra Ozzano Emilia (BO) e Cesena mostra un grado di deformazione nettamente inferiore. La direzione di massima compressione è ancora orizzontale e orientata NNE-SSW; questo campo di paleostress è stato ottenuto in massima parte dall'analisi di sistemi di *joints*.

Nel Riminese prevalgono deformazioni a carattere compressivo con campo del paleostress prevalentemente trascorrente e con asse di massimo raccorciamento ancora variabile tra NE-SW e NW-SE.

Anche il settore a NW di Parma mostra un basso grado di deformazione rappresentato perlopiù da sistemi di *joints* coerenti con una direzione di compressione intorno a NNE-SSW.

Le direzioni di massimo stress orizzontale (SH), essendo basate sull'analisi di deformazioni di pozzi, indicano le locali deformazioni attuali. Anch'esse mostrano un buon grado di coerenza rispetto a campi di stress sopradescritti, indicando direzioni di massimo stress orizzontale perlopiù comprese tra NW-SE e NE-SW.

È interessante notare che l'area del delta del Po presenta invece direzioni di massimo stress orizzontale prossime alla direzione E-W. Ciò potrebbe essere dovuto al fatto che tale settore viene a collocarsi esternamente alle Pieghe Ferraresi generalmente considerate il fronte della catena appenninica.

In generale le direzioni di massimo raccorciamento dei paleostress ($\sigma 1$) e dei massimi stress orizzontali (SH) mostrano un buon grado di coerenza rispetto alla direzione delle strutture di ordine maggiore riconosciute e cartografate (fig. 6.1).

Dati relativi alla deformazione orizzontale attiva da rilevamenti GPS rivelano infine una direzione puntuale di massimo raccorciamento, nella stazione di Medicina, poco a est di Bologna, orientata intorno a NW-SE (Jimenez-Munt *et alii*, 2003), che mostra ancora un buon accordo con i dati di paleostress e da *break-out* di pozzo.

7 - CONSIDERAZIONI GENERALI

L'Emilia-Romagna rappresenta un settore della catena appenninica esterna caratterizzato da una sismicità frequente che può essere definita media in relazione alla sismicità nazionale, con ipocentri dei terremoti localizzati non solo nella crosta superiore ma anche nel mantello (v. cap. 3 e schema 4 a corredo della carta; cfr anche Selvaggi & Amato, 1992).

Per molti terremoti superficiali e crostali (< 35 km; v. schemi 1-3 a corredo della carta) è stato possibile calcolare i meccanismi focali; al contrario, la bassa magnitudo dei terremoti più profondi (> 35 km; v. schema 4 a corredo della carta) ha permesso solo in pochi casi una ricostruzione attendibile dei meccanismi focali. Ciò può essere dovuto anche allo scorrimento prevalentemente asismico delle faglie nel mantello favorito dalla probabile presenza di fluidi.

Il confronto tra dati geologici, morfologici e sismologici ha permesso la realizzazione di questa carta sismotettonica e l'individuazione delle principali strutture attive in Emilia-Romagna la cui sintesi è riportata in figura 7.1.

Sulla base della distribuzione e frequenza delle strutture attive riconoscibili in superficie (v. capp. 4, 5 e 6) emerge che queste non sono omogeneamente distribuite sul territorio regionale ma risultano ben localizzate permettendo l'individuazione di tre distinti settori.

1) Un allineamento abbastanza continuo di strutture attive è riconoscibile al margine meridionale della carta, in corrispondenza del crinale appenninico, coincidente circa con il fronte di accavallamento delle unità tettoniche Cervarola e Falterona sulle Liguridi, in Emilia, e sulla Marnoso-Arenacea, in Romagna (v. anche fig. 2.8).

Questo fronte ha agito come *thrust* fuori sequenza probabilmente già a partire dal Pliocene (Bendkik *et alii*, 1994; Bettelli & Boccaletti, 2002; Cerrina Feroni *et alii*, 2002).

Le indicazioni di attività recente e in atto lungo questo allineamento derivano soprattutto da numerose evidenze morfostrutturali, come ad esempio il contrasto morfologico lungo la scarpata di faglia che mette a contatto il Macigno e i depositi glaciali nell'area del M. Orsaro o il contrasto morfologico e le evidenze di catture fluviali nei dintorni dell'anticlinale di Castiglion de' Pepoli (v. 4.2.2).

2) Un altro allineamento di strutture attive coincide con gran parte del margine appenninico-padano. Per frequenza ed evidenze delle strutture sono a sua volta riconoscibili tre distinti settori.

Da NW verso SE si individuano:

a) il settore a ovest della Val Taro;

b) il settore compreso tra le valli del Taro e dell'Idice (a est di Bologna);

c) il settore a est della Valle dell'Idice, corrispondente al margine romagnolo.

a) Nel settore a ovest del fiume Taro le strutture che presentano evidenze di attività recente non coincidono con il margine ma, tra Castel S. Giovanni e Salsomaggiore, corrispondono al fronte sepolto delle Pieghe Emiliane, prosecuzione verso SE del *thrust* di Stradella di Bertelli *et alii* (2003).

Tra Salsomaggiore e la Val Taro, invece, risulta attivo anche il fronte coincidente con il margine (fig. 2.13. L'attività di questa struttura ha determinato la formazione dell'anticlinale e la "finestra tettonica" di Salsomaggiore.

Il corrispondente settore del basso e medio Appennino non presenta evidenze di strutture attive affioranti di particolare rilevanza, ad eccezione del sovrascorrimento riattivato che ha permesso la formazione della "finestra" di Bobbio.

b) Il settore compreso tra le valli del Taro (PR) e dell'Idice, poco ad est di Bologna, è quello che presenta il maggior numero di evidenze di strutture attive. In questo settore è possibile tracciare un fronte attivo continuo, coincidente con il limite morfologico Appennino-Pianura Padana.

Anche il corrispondente settore appenninico presenta numerose evidenze di strutture attive, sia morfostrutturali che geologiche (v. 4.2.2): in affioramento i depositi del Pleistocene medio (Sabbie gialle, Sabbie di Imola, depositi alluvionali del SERI), sono piegati e fagliati; i terrazzi dell'alta pianura, costituiti per lo più da depositi del Pleistocene superiore, sono sollevati e basculati.

Nel sottosuolo, in tutto il settore, i profili sismici (profili A-A', C-C', fig. 2.14) mostrano che le Liguridi e la successione post-evaporitica, fino ai termini più recenti del Pleistocene medio, sono fagliate e piegate.

La ricostruzione della base dell'Olocene (figg. 4.16 e 5.5a) mostra che la base dei depositi degli ultimi 10.000 immerge molto velocemente e raggiunge le maggiori pro-

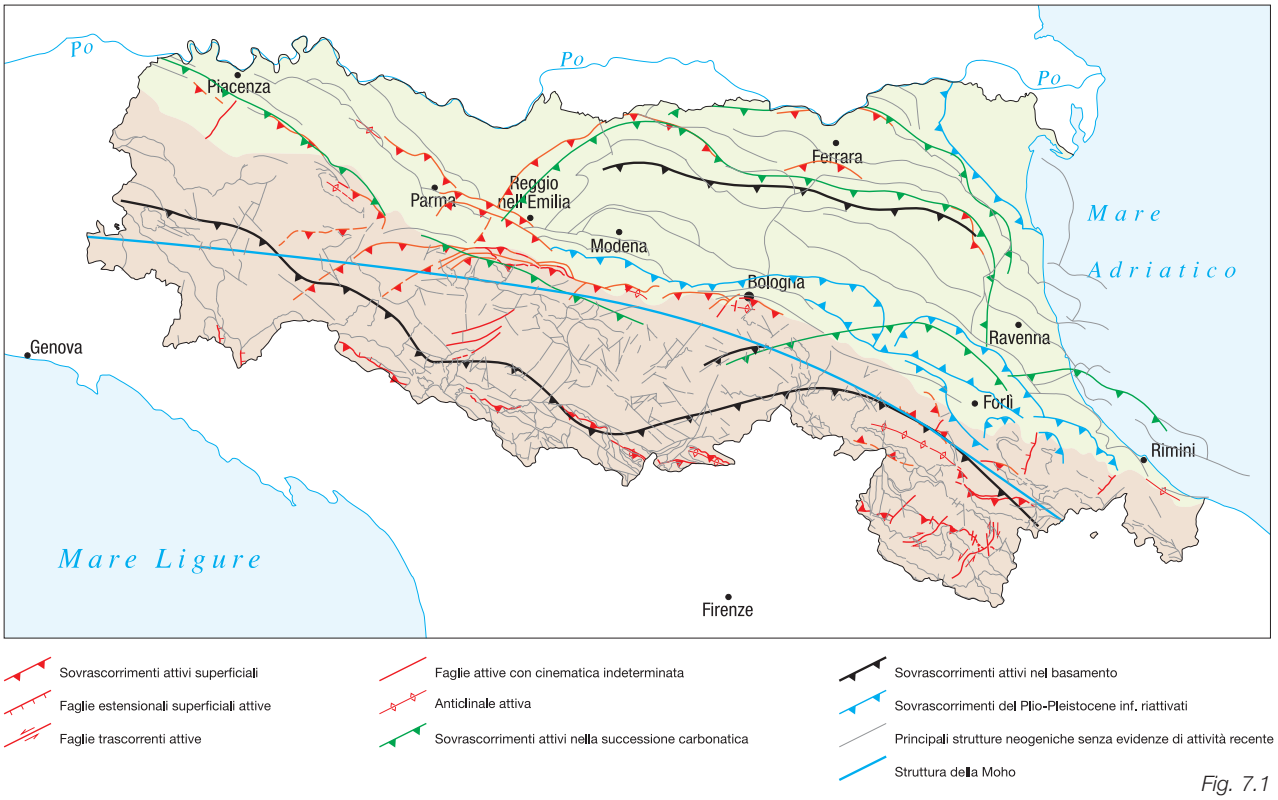

Fig. 7.1

fondità in corrispondenza del limite morfologico Appennino-Pianura tra Reggio Emilia e Bologna.

Nelle colline bolognesi sono presenti anche alcuni *back-thrusts* che nel sottosuolo si raccordano con il fronte pedeappenninico.

Tra le valli dell'Enza e del Taro, l'insieme delle strutture del fronte pedeappenninico ruota e da circa EW e WNW-ESE, orientazioni preferenziali tra la Val d'Enza e il bolognese, si divide e si individuano tre sovrascorrimenti sepolti che proseguono verso SW nelle valli del Parma, del Taro e del Ceno. Osservando la fig. 2.7, il settore a est del Taro si presenta sollevato rispetto al settore a quello ad occidente; lo spessore delle Liguridi è infatti massimo tra le valli del Ceno e del Nure, mentre è di gran lunga ridotto tra le valli del Taro e del Secchia.

Nella alta e media Val Secchia e tra Castellarano e Sassuolo sono segnalate alcune faglie attive orientate trasversalmente all'asse della catena.

Questo settore è quindi caratterizzato da una struttura pressoché continua ad andamento WNW-ESE che nella sua parte terminale settentrionale mostra una geometria con *splays* tipici di strutture a componente trascorrente (Biddle & Christie-Blick, 1985; Woodcock & Fischer, 1986).

c) A SE di Bologna, tra le valli dell'Idice e del Ronco-Bidente, invece, i depositi della successione post-evaporitica si immergono a monoclinale sotto le alluvioni quaternarie e non sono dislocati in superficie da faglie attive.

Le principali evidenze di attività del fronte pedeappenninico nel settore romagnolo si riconoscono in catena e sono principalmente costituite dall'anticlinale di Modigliana, dai *blind back-thrusts* localizzati alla base del Pliocene e nella Marnoso-Arenacea tra le valli del Lamone e del Montone e dall'alto di Cesena. L'assetto strutturale delle colline di Cesena si presenta più articolato, con una serie di sovrascorrimenti e pieghe ritagliati da una struttura estensionale antiappenninica localizzata nella valle del Savio.

Ad est di Cesena, i depositi della successione post-evaporitica si immergono nuovamente a monoclinale sotto le alluvioni quaternarie e non appaiono dislocati in superficie da faglie attive. Le sole strutture che presentano evidenze di attività sono le pieghe che, in affioramento, deformano i depositi medio-pleistocenici tra Rimini e Cattolica.

Al contrario, in Romagna sono presenti numerose evidenze di strutture attive in catena (v. 4.2.2)

3) Infine, un importante allineamento di strutture attive coincide con l'alto delle Pieghe Ferraresi e delle Pieghe Emiliane (Pieri & Groppi, 1981).

In questo caso le principali evidenze di attività derivano dai profili sismici (v. profili a corredo della carta).

Dai profili sismici emerge anche che le strutture attive e recenti sopra descritte si collegano in profondità con strutture compressive profonde che interessano la successione carbonatica e il basamento.

La successione carbonatica, il cui tetto si trova ad una profondità variabile da un minimo di circa 1000 m nell'anticlinale del medio Appennino romagnolo (sez. D-D') ad un massimo di circa 10.000 m sotto nella sinclinale del basso Appennino bolognese (sez. C-C') e nella sinclinale tra Modena e Carpi (sez. B-B'), è fagliata da sovrascorrimenti che si ricollegano alle strutture attive dell'alto Appennino (sezz A-A' e D-D'), del margine appenninico-padano (sezioni C-C' e D-D') e della dorsale ferrarese (sezioni B-B', C-C' e E-E').

Le strutture che interessano il basamento (cfr. anche Argnani *et alii*, 1997 e Argnani *et alii*, 2003), il cui tetto è stato localizzato ad una profondità variabile tra circa 6.000 e poco meno di 10.000 m in pianura (sezioni C-C' e E-E') e ad una profondità di circa 8.000 m nell'alto Appennino fino a circa 12.000 nel basso Appennino (sez. D-D' e C-C'), si ricollegano anch'esse con fronti di sovrascorrimenti attivi in superficie, in particolare con il *thrust* pede-appen-

ninico nel bolognese (sez. C-C') e con la dorsale ferrarese (sezioni C-C' e D-E').

La posizione dei fronti di queste strutture nel basamento e nella successione carbonatica è stata rappresentata per la prima volta da Argnani *et alii* (1997), da cui deriva anche la localizzazione rappresentata in questa carta.

Le pieghe del basamento e della successione carbonatica spiegano bene le variazioni di spessore della soprastante coltre alloctona liguride e la formazione delle finestre tettoniche (v. profili geologici a corredo della carta, figg. 2.3 e 2.7).

Nella figura 7.1 è cartografato anche l'andamento di una struttura profonda che interessa la Moho. La localizzazione di questa struttura deriva da Bigi *et alii* (1990), da Argnani *et alii* (1997), Finetti *et alii* (2001) e dai profili sismotettonici a corredo della carta in cui si apprezza come la Moho risulti mediamente più profonda di circa 5 km in pianura e sotto il margine appenninico-padano rispetto alla catena e come in corrispondenza di questo salto di profondità gli ipocentri si concentrino lungo una fascia fortemente immergente verso sud. È anche interessante notare, dagli schemi 1-4 e dai profili sismotettonici a corredo della carta, la maggiore frequenza di terremoti a sud di questa struttura. Inoltre, dai profili, si nota che gli ipocentri si concentrano lungo fasce allineate, immergenti verso sud, che ben si raccordano con le strutture compressive della copertura. Tali allineamenti potrebbero corrispondere alle principali strutture crostali.

Infine, è da notare anche l'ottima corrispondenza tra la direzione (*strike*) delle "*box*" e l'andamento delle principali strutture attive. In particolare le "*box*" localizzate lungo il margine e in catena risultano prevalentemente orientate secondo direzioni variabili tra NW-SE ed E-W, circa coincidenti con la direzione assiale della catena, o direzione appenninica, mentre le "*box*" localizzate in pianura, tra Reggio e Parma e tra Bologna e Ferrara, presentano un'orientazione circa parallela a quella delle principali strutture sepolte attive quali le Pieghe Emiliane e la dorsale ferrarese.

7.1 - MOVIMENTI VERTICALI

Per l'Appennino settentrionale non esistono lavori a scala regionale che segnalano aree a diversa velocità di sollevamento. L'unico lavoro finora disponibile, la "Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale" (Bartolini *et alii*, 1982), per il periodo Pleistocene medio - Presente (tav. 4) considera tutto l'Appennino emiliano-romagnolo in sollevamento senza individuare zone a diverso tasso di crescita. Al contrario, gli stessi Autori riconoscono nella pianura emiliano-romagnola, in generale abbassamento, sollevamenti minori in corrispondenza della dorsale ferrarese tra Reggio-Emilia e Ravenna.

Dai dati sopra esposti (v. soprattutto i capp. 4 e 5) è possibile individuare settori che negli ultimi 450.000 anni (inizio del SERS) sono stati soggetti a diversi tassi di sollevamento e abbassamento (fig. 7.2).

Sulla base delle quote dei terrazzi datati, ai fini di una valutazione quantitativa del sollevamento, almeno limitatamente al margine e al basso Appennino, sono state realizzate mappe indicative dei sollevamenti dall'inizio del Pleistocene superiore (fig. 5.3). Risulta evidente che lungo il margine appenninico-padano i maggiori sollevamenti si registrano tra il Reno e il Taro in Emilia, dal Bidente al Savio in Romagna (>1 mm/anno) mentre i sollevamenti minori si registrano nell'Emilia occidentale (a ovest del Taro) e nella Romagna occidentale tra il Santerno e il Montone (<1 mm/anno).

Per le restanti aree della catena, dove poche sono le indicazioni ricavabili dai terrazzi, non è possibile una stima quantitativa dei sollevamenti. Tuttavia, è possibile, sulla base di dati morfostrutturali, riconoscere, naturalmente con una certa approssimazione, aree a diverso grado di sollevamento, recente e in atto. Le aree più sollevate, per la presenza di finestre tettoniche, assottigliamenti della coltre alloctona ligure ed epiligure, la presenza di alti strutturali della successione carbonatica e riattivazioni di sovrascorrimenti e formazioni di *thrusts* fuori sequenza, sono l'alto Appennino emiliano e tutto l'Appennino romagnolo a

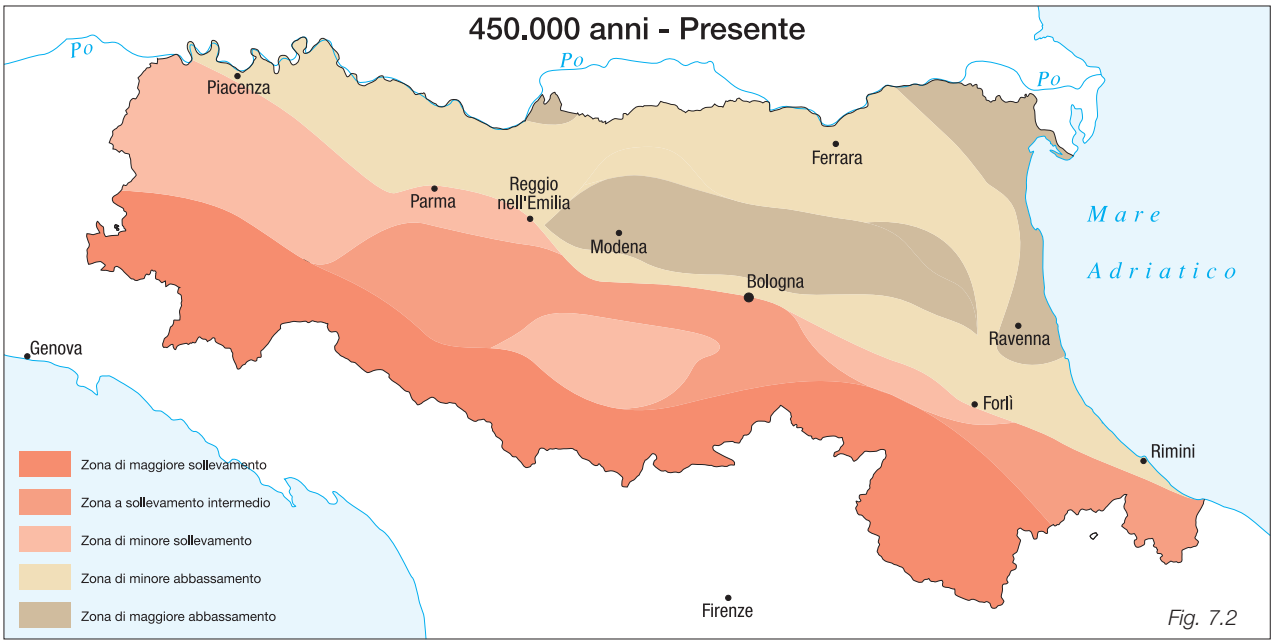

Fig. 7.2

monte del sovrascorrimento individuato nel basamento; risultano invece meno sollevati, per il forte spessore della coltre alloctona, il basso e medio Appennino piacentino, modenese e bolognese, cioè tutti i settori a valle del raddoppio del basamento (v. figg. 2.3 e 2.7, cap. 4; cfr. anche Argnani *et alii*, 1997).

Per quanto concerne la pianura, dalla carta e dalle figure 2.16 e 4.16, emerge che questa è in generale soggetta a movimenti verticali negativi tuttora in atto; tuttavia anche in questo settore si possono distinguere zone a diverso grado di abbassamento. In particolare, i maggiori abbassamenti (circa 1 mm/anno) si registrano nella sinclinale poco a nord di Modena e Bologna, che verso est prosegue fino a Ravenna, e lungo la costa nord-orientale, ad est della dorsale ferrarese. I minori abbassamenti (<1mm/anno) si rilevano invece al di sopra e ad occidente della dorsale ferrarese; dove l'effetto della subsidenza è ridotto dal sollevamento della dorsale. Questi movimenti differenziali in pianura risultano attivi fino da 450.000 anni, come indicato dalla geometria della superficie di base e dagli spessori del SERS (cfr. anche RER & ENI - Agip, 1998).

8 - CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI ALCUNE RISORSE NATURALI E ALCUNI RISCHI GEOLOGICI

A conclusione dello studio si è ritenuto interessante il confronto del contesto sismotettonico emerso con la distribuzione di alcune risorse e alcuni rischi geologici. Anche se a carattere solo indicativo, da questo confronto risulta evidente la relazione tra le principali strutture attive e alcuni fenomeni naturali, quali il termalismo, le salse, le manifestazioni superficiali di idrocarburi, le emanazioni di radon, la franosità e la subsidenza della pianura.

8.1 - CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI ALCUNE RISORSE NATURALI

È risaputo che le faglie sono una delle vie preferenziali di risalita dei fluidi in pressione del sottosuolo e, fino dai tempi storici, sono note in Emilia-Romagna sorgenti termali, vulcani di fango (salse) e manifestazioni in superficie di idrocarburi.

Confrontando la distribuzione di questi fenomeni con la carta è emersa una buona, talora ottima, corrispondenza dei punti di emissione con le faglie che persentano evidenze di attività recente (fig. 8.1).

Sorgenti termali, cioè venute in superficie di acqua con temperatura alla sorgente maggiore di 20°, sono presenti a Bobbio (PC), Miano (RE), Porretta (BO e Bagno di Romagna (FC); sorgenti termo-minerali, cioè sorgenti minerali con temperatura alla sorgente comprese tra 10° e 20°, sono invece più frequenti e diffuse (RER & CNR, 1982).

La temperatura di queste sorgenti, in assenza nel sottosuolo dell'Emilia-Romagna di plutoni granitici in raffredamento, è senz'altro dovuta al gradiente geotermico ed è quindi funzione della profondità di circolazione. Ad esempio, è stato valutato che le acque delle sorgenti termali di Bagno di Romagna, la cui temperatura alla sorgente è di 42°-43°, provengono da profondità di circa 2500-3000 m (Merlo *et alii*, 1988). Sorgenti di acque calde sono dunque probabilmente collegate a strutture importanti che permettono la risalita di acque profonde.

È interessante notare che tutte le sorgenti con T>20° sono in catena e in corrispondenza di strutture attive: le sorgenti termali di Bagno di Romagna sono localizzate

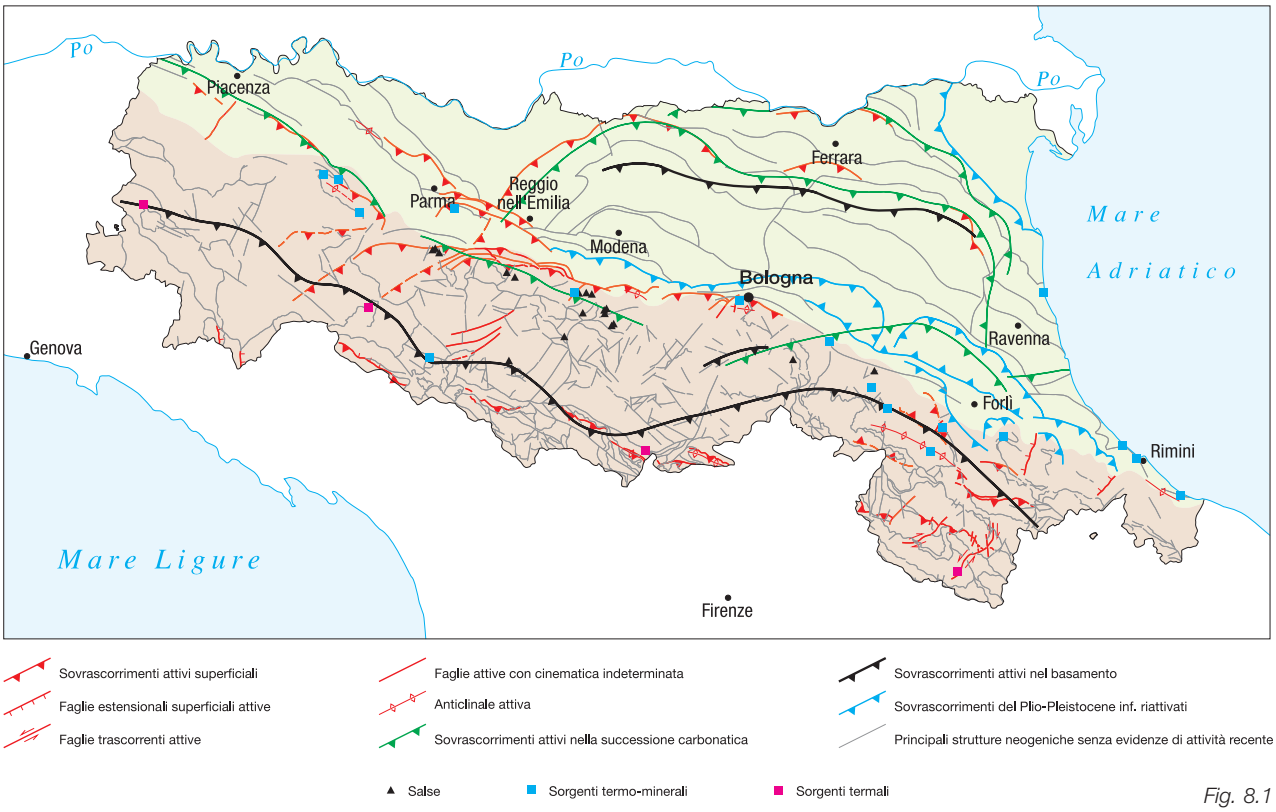

Fig. 8.1