

LE FASI COMPRESSIVE NEOGENICO-QUATERNARIE NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE:
 RELAZIONI CON L'EVOLUZIONE DEI BACINI INTERNI
 E CON LA TETTONICA DEL BASAMENTO(***)

INDICE

| | |
|---|---------|
| RIASSUNTO | pag. 51 |
| ABSTRACT | 51 |
| INTRODUZIONE | 52 |
| INQUADRAMENTO STRUTTURALE | 52 |
| Settore interno | 52 |
| <i>Bacino di Radicondoli-Volterra</i> | 54 |
| <i>Bacino Cinigiano-Baccinello</i> | 55 |
| <i>Valdarno Superiore</i> | 57 |
| <i>Bacino del Mugello</i> | 58 |
| <i>Bacino Tiberino (aree di Todi-Terni e Spoleto)</i> | 59 |
| Settore esterno | 61 |
| DISCUSSIONE SUL SIGNIFICATO DEI BACINI NEOGENICO-QUATERNARI | 63 |
| CONCLUSIONI | 65 |
| BIBLIOGRAFIA | 68 |

RIASSUNTO

L'evoluzione dell'Appennino Settentrionale dal Tortoniano superiore in poi è stata interpretata dalla maggioranza degli Autori secondo il modello classico di un fronte compressivo migrante verso E-NE seguito, nell'area interna, da un regime estensionale migrante nello stesso senso nello spazio e nel tempo, legato alla formazione del bacino tirrenico.

Negli ultimi anni è stata raccolta nell'Appennino Settentrionale una notevole quantità di nuovi dati strutturali sia nei bacini neogenico-quadernari delle aree interne, sia sui fronti di accavallamento che affiorano in catena. Tali dati hanno messo in evidenza l'esistenza di alcuni eventi compressivi di importanza regionale riconoscibili in entrambe le aree ed in tutto l'Appennino Settentrionale.

Nell'area interna questi eventi compressivi sono responsabili dell'interruzione della sedimentazione nei bacini con formazione di discordanze regionali, di sollevamenti generalizzati e della deformazione dei depositi precedenti. Nella catena esterna e nelle aree pedeappenniniche, contemporaneamente agli eventi compressivi individuati nell'area interna, si verificano riattivazioni dei *thrust* già impilati e formazione di nuovi accavallamenti, talvolta con geometria tipo *out-of-sequence*.

Particolarmente importanti nell'evoluzione dell'Appennino Settentrionale appaiono gli eventi compressivi del Messiniano, del Pliocene inferiore, del Pliocene superiore e quello posto al limite fra Pleistocene inferiore e Pleistocene medio.

I dati strutturali raccolti permettono di ipotizzare che il regime compressivo si è protratto nelle aree interne almeno fino a tutto il Messiniano; con il Pliocene inferiore l'area viene interessata da una tettonica estensionale, anche se in-

terrotta, successivamente, da eventi compressivi. In tale contesto alcuni dei bacini dell'Appennino Settentrionale vengono correlati all'attività, o alla riattivazione, di alcuni fronti di accavallamento, in particolare durante il Tortoniano-Messiniano e nel Plio-Pleistocene.

Le conoscenze sulla struttura profonda dell'Appennino Settentrionale, inoltre, sono notevolmente aumentate negli ultimi anni attraverso l'acquisizione di nuovi dati geofisici e di sottosuolo.

L'insieme dei dati raccolti fa pertanto ritenere che il basamento abbia un ruolo fondamentale anche durante l'evoluzione post-tortoniana della catena ed il suo coinvolgimento può spiegare anche il regime compressivo evidenziato nell'area interna.

In questo lavoro viene presentato quindi un nuovo modello che tiene conto dei dati di campagna e delle evidenze geofisiche.

ABSTRACT

The Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines has been interpreted with the classic model of an eastward migrating compressive external front, coupled with an extension in the hinterland connected with the formation of the Tyrrhenian basin.

However, in the last few years, new structural data have been collected both in the Neogene-Quaternary marine and continental sediments of the internal basins, and in the frontal zones of the thrust-belt. In both areas a complex structural evolution has been reconstructed, allowing to distinguish major tectonic events affecting at the same time both areas. In particular, the Messinian and Late Pliocene, but also the Early Pliocene and Early-Middle Pleistocene events played an important role in the structural evolution of the Northern Apennines.

The structural data suggest that the compressive regime in the internal areas was active until the end of the Messinian; since early Pliocene the area was affected by an extensional tectonics, sometimes alternating with compressive pulses. In this context the origin of some of the Northern Apennines basins has been related to the thrust activity, both during Tortonian-Messinian and during Plio-Pleistocene times.

On the other hand, the knowledge on the deep structure of the Northern Apennines has increased with new geophysical and subsurface data acquired in the last few years. It is suggested, therefore, that the tectonic of the basement has an important role in the evolution of the internal sector of the area and could account for the compressive thin-skin tectonics observed at the surface.

A new model which matches together field data and geophysical evidences is presented.

PAROLE CHIAVE: Appennino Settentrionale, Evoluzione strutturale, Tettonica neogenico-quadernaria, Bacini interni, Catena a thrust.

KEY WORDS: Northern Apennines, Structural evolution, Neogene-quaternary evolution, Inner basins, Thrust-belt.

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Firenze.
 (**)C.N.R., Centro di Studio di Geologia dell'Appennino e delle catene perimediteranee - Firenze.

(***)Lavoro eseguito con il contributo finanziario del M.U.R.S.T. (fondi 40%, resp. prof. M. BOCCALETTI).

INTRODUZIONE

L'evoluzione dell'Appennino Settentrionale, dall'Oligocene ad oggi, successivamente alla fase di collisione continentale, viene riferita a due modelli principali, tra loro molto diversi. Il primo prevede lo sviluppo di una catena in avanzamento verso oriente seguita, nelle zone piú interne, da un'area caratterizzata da un regime estensionale (MERLA, 1951; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972, 1974; ELTER *et alii*, 1975). In tale processo di convergenza viene coinvolta sia la crosta sia, secondo alcuni Autori, la litosfera (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972, 1974; ELTER *et alii*, 1975; CARMIGNANI *et alii*, 1980; BOCCALETTI *et alii*, 1980; PATACCA *et alii*, 1990). Esternamente al fronte della catena si ha la formazione di un'avanfossa che viene poi progressivamente inglobata nella catena stessa (RICCI LUCCHI, 1986; BOCCALETTI *et alii*, 1986, 1990). L'altro modello prevede invece (secondo quanto ipotizzato da PLATT, 1986) che in seguito all'ispessimento crostale dovuto alla collisione, l'edificio a falde collassi per ritornare alla condizione di equilibrio (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). In seguito al collasso gravitativo si avrebbe lo sviluppo di strutture tipo *core complex* e l'instaurarsi di una tettonica distensiva fin dal Burdigaliano-Langhiano (CARMIGNANI *et alii*, 1992; BALDI *et alii*, 1994). In questo modello la catena a *thrust* appenninica viene spiegata come l'effetto di una tettonica gravitativa attiva fino ad oggi (CARMIGNANI *et alii*, 1995 a,b).

Dal Tortoniano superiore si ha lo sviluppo, nel settore interno dell'Appennino Settentrionale, di bacini la cui formazione viene messa in relazione, in entrambi i modelli, con la tettonica estensionale legata alla formazione del bacino tirrenico (TREVISAN, 1952; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972, 1974; ELTER *et alii*, 1975; BOCCALETTI *et alii*, 1985; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; PATACCA *et alii*, 1990; BERTINI *et alii*, 1991).

Studi strutturali hanno tuttavia messo in evidenza la presenza di deformazioni compressive che interessano i depositi di questi bacini (PERTUSATI *et alii*, 1977, 1978, 1980; PLESI & CERRINA FERONI, 1979; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1987, 1992, 1994a; BETTINI *et alii*, 1990; BONINI & SANI, 1993). Le successioni stratigrafiche dei bacini sono caratterizzate dalla presenza di discordanze angolari correlabili in tutto l'Appennino Settentrionale che sono state messe in relazione con le deformazioni a carattere compressivo che pertanto assumono il significato di eventi tettono-sedimentari di importanza regionale (BERNINI *et alii*, 1990; BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a, 1995).

In un ampio settore della catena, tra Firenzuola e Città di Castello, a cavallo dello spartiacque, è stata messa in evidenza una complessa storia deformativa nell'ambito della quale gli accavallamenti sono stati riattivati piú volte talora con lo sviluppo di strutture fuori-sequenza (BENDKIK *et alii*, 1994). Anche in altri settori della catena sia a NW, nell'area di M. Orsaro-M. Zuccone (BERNINI *et alii*, 1992, 1994), sia a sud, lungo la dorsale narnese-amerina (CALAMITA *et alii*, 1994a), sono state evidenziate strutture di riattivazione e fuori sequenza. Tali riattivazioni mostrano come le deformazioni connesse con l'attività degli accavallamenti siano piú recenti di quelle dedotte sulla sola base dell'età dei sedimenti coinvolti. Inoltre, in corrispondenza del margine padano, come pure in Pianura Padana e nell'*off-shore* adriatico, è stata documentata una tettonica compressiva attiva fino a tempi molto recenti caratterizzata da un progressivo avanzamento del fron-

te ma anche, in particolari momenti, dalla riattivazione di *thrust* precedenti con blocco di quelli piú esterni e conseguente arretramento del fronte stesso (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1985; PATACCA & SCANDONE, 1985, 1987; CASSANO *et alii*, 1986a; VAI 1987, 1988; PATACCA *et alii*, 1990).

La constatazione della contemporaneità fra gli episodi compressivi riconosciuti nel settore interno dell'Appennino Settentrionale e le fasi principali di attività del fronte esterno di accavallamento, porta ad ipotizzare una stretta relazione tra questi due fenomeni (BERNINI *et alii*, 1990; BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a).

Qualsiasi modello evolutivo proposto per l'Appennino Settentrionale deve tenere conto della presenza delle deformazioni compressive nei bacini interni, dell'attività tettonica dei fronti esterni e delle riattivazioni individuate piú internamente nella catena. Inoltre negli ultimi anni sono stati pubblicati molti dati relativi alla geologia del sottosuolo dell'Appennino Settentrionale ed ulteriori vincoli sono stati posti per la messa a punto di un modello geodinamico plausibile.

INQUADRAMENTO STRUTTURALE

L'Appennino Settentrionale può essere suddiviso in due ampi settori: uno interno, dove sono presenti bacini sia continentali che marini, ed uno esterno caratterizzato dalla catena principale a *thrust* il cui settore orientale è sepolto al di sotto dei depositi alluvionali della Pianura Padana e di quelli dell'*off-shore* Adriatico (Fig. 1).

Settore interno

I bacini che caratterizzano il settore interno si sviluppano a partire dal Tortoniano superiore impostandosi su un catena in parte già strutturata. La successione affiorante nei vari bacini (Neoautoctono *Auct.*) è caratterizzata dalla presenza di numerose discordanze che permettono di suddividere la successione in cinque supersistemi (BOCCALETTI *et alii*, 1994b, 1995). Ogni Supersistema, per definizione (SALVADOR, 1987; PASQUARÉ *et alii*, 1992), è delimitato, al tetto ed alla base, da discordanze a carattere regionale correlabili da bacino a bacino.

La successione inizia con sedimenti fluvio-lacustri del Tortoniano sup. - Messiniano, ai quali seguono in continuità sedimenti evaporitici e argillosi (1° Supersistema). Alla fine del Messiniano, in discordanza su quelli del ciclo precedente, si depositano sedimenti riferibili alla facies lago-mare, passanti verso l'alto a depositi di mare aperto del Pliocene inferiore (zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina s.l.*) (BERNINI *et alii*, 1990; BOSSIO *et alii*, 1993; BOCCALETTI *et alii*, 1995 *cum bib.*). L'età del limite superiore della successione che costituisce il 2° Supersistema, presenta piccole variazioni da bacino a bacino, ed è riferibile alla zona a *G. margaritae-G. puncticulata* o alla zona a *G. Puncticulata* (CERRINA FERONI *et alii*, 1989; BARBERI *et alii*, 1994; IACCARINO *et alii*, 1994).

Il 3° Supersistema è compreso interamente nel Pliocene ed è rappresentato da sedimenti marini affioranti internamente rispetto all'allineamento M. Albano - M. del Chianti - M. Peglia (Fig. 1) e da sedimenti lacustri presenti nei bacini intermontani del Valdarno Superiore, del bacino Tiberino e di Aulla.

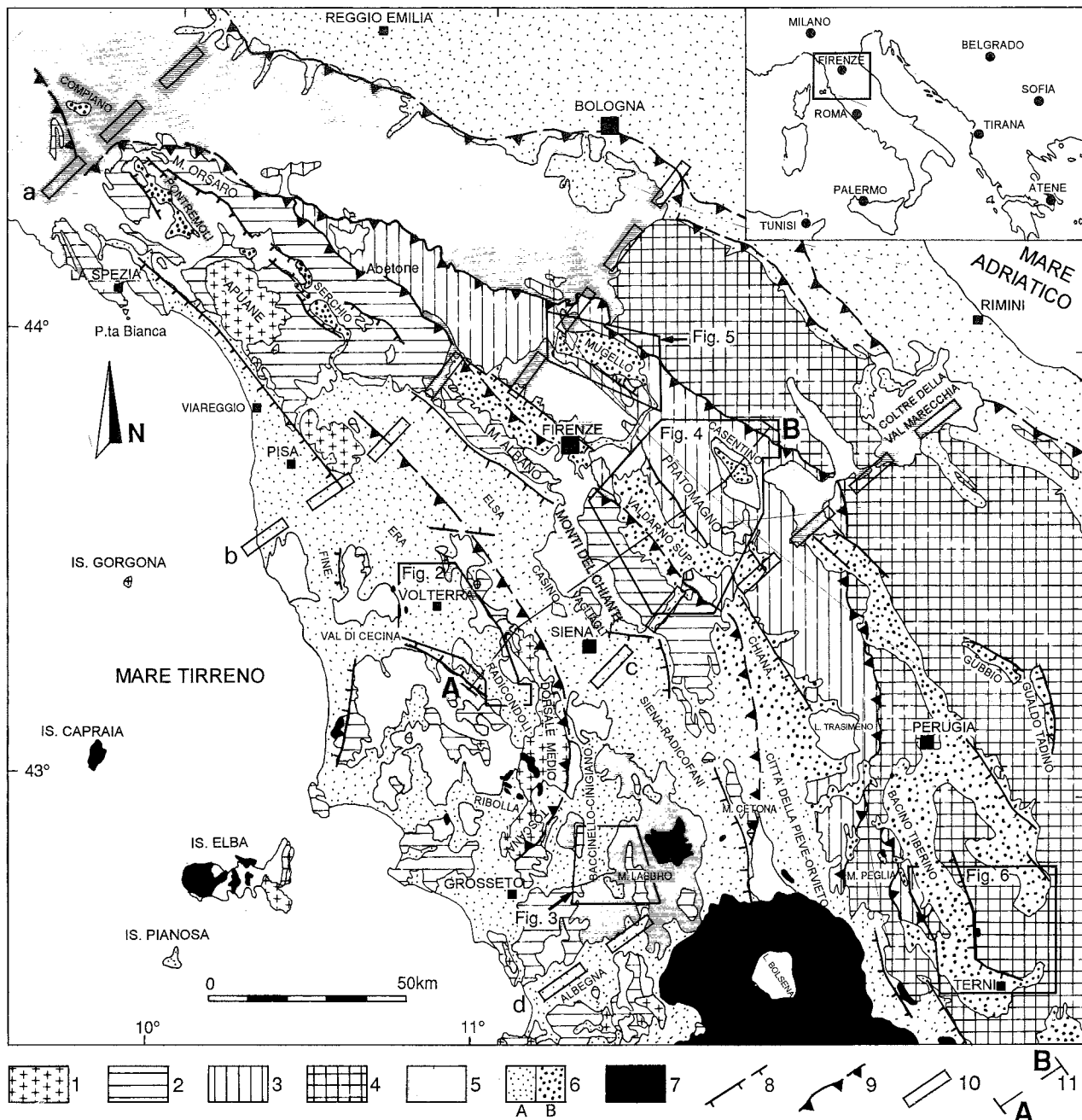


Fig. 1 - Carta geologica schematica dell'Appennino Settentrionale. 1) Unità metamorfiche; 2) Unità Toscana; 3) Unità Cervarola-Falterona e di Castel Guerrino; 4) Unità umbro-marchigiane; 5) Unità Liguri, Subliguri ed Epiliguri; 6) A: Depositi neogenico-quaternari; B: Bacini intermontani villafranchiani; 7) Rocce magmatiche; 8) Principali faglie normali; 9) Principali fronti di accavallamento; 10) Principali linee tettoniche trasversali: a-linea Taro-Enza, b-linea Livorno-Sillaro, c-linea Arbia-Marecchia, d-linea dell'Albegna; 11) Traccia della sezione A-B di Tav. 1. Nei riquadri sono riportate le ubicazioni delle carte geologiche schematiche relative ai bacini studiati (Figg. 2, 3, 4, 5, 6).

Il 4° Supersistema è rappresentato essenzialmente da depositi marini nella fascia costiera tirrenica e da depositi continentali nei bacini intermontani. Esso comprende, in qualche caso, la parte terminale del Pliocene superiore (ad esempio Valdarno superiore: TORRE *et alii*, 1993; Compiano: BERNINI *et alii*, 1992, 1994). L'inizio del 5° Supersistema è riferibile al Pleistocene medio e la deposizione si è protratta localmente fino al Pleistocene superiore.

Le discordanze che delimitano i supersistemi sono state messe in relazione con episodi compressivi a carattere regionale che hanno interrotto la sedimenta-

zione deformando i depositi precedentemente deposti. Tali eventi deformativi si collocano nel Messiniano, nel Pliocene inferiore, nel Pliocene superiore ed al passaggio tra Pleistocene inferiore e Pleistocene medio (BERNINI *et alii*, 1990; BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a; BONINI & SANI, 1993). Questi momenti rappresentano il culmine di un processo deformativo in corrispondenza del quale la deposizione si interrompe, mettendo in evidenza un significativo stadio evolutivo. Sono inoltre presenti indizi di deformazione compressiva sin-sedimentaria, come vedremo in seguito quando verranno descritti più specificatamente alcuni bacini.

E' interessante notare che recenti revisioni della composizione e dell'età assoluta dei prodotti magmatici neogenico-quadernari dell'Appennino Settentrionale (SERRI *et alii*, 1991, 1993; INNOCENTI *et alii*, 1992) hanno portato alla distinzione di quattro cicli separati nel tempo da periodi di quiescenza magmatica, in particolare tra 13.5 - 7.3 Ma, tra 6 - 5.1 Ma e tra 2.2 - 1.3 Ma. Questi intervalli di tempo, durante i quali non si ha attività magmatica, si correlano in modo soddisfacente con le fasi compressive dell'Appennino Settentrionale, in particolare per quelle del Serravalliano sup. - Tortoniano, del Messiniano superiore e del Pliocene superiore. Inoltre, relativamente al Pleistocene, è possibile individuare una ulteriore stasi dell'attività magmatica tra 0.9 e 0.6 Ma (BARBERI *et alii*, 1994), che corrisponde altrettanto bene con l'evento compressivo individuato intorno al passaggio tra Pleistocene inferiore e Pleistocene medio.

Tramite l'analisi strutturale condotta alla scala mesoscopica, inoltre, gli eventi relativi all'intervallo Messiniano-Pleistocene sono stati riferiti ad un campo di stress specifico (BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a).

La necessità di inquadrare questi eventi compressivi nell'ambito dell'evoluzione del settore interno appenninico, ci ha indotto a riesaminare più dettagliatamente alcuni bacini con particolare riguardo all'assetto stratigrafico-strutturale dei sedimenti. Tale revisione, ancora in corso, ha permesso di acquisire dati che ci hanno consentito di sviluppare nuove ipotesi sull'evoluzione di questo settore appenninico (BOCCALETTI *et alii*, 1995).

Di seguito verranno esposti i risultati preliminari relativi ad alcuni bacini, procedendo da ovest verso est, quindi da quelli più antichi a quelli più recenti.

Bacino di Radicondoli-Volterra

Il bacino di Radicondoli-Volterra è posto ad ovest della "Dorsale Medio-Toscana" ed è orientato intorno a NNW-SSE. La successione stratigrafica affiorante (TREVISAN, 1952; MAZZANTI 1961, 1966; MAZZANTI *et alii*, 1963; SQUARCI & TAFFI, 1963; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1976) è riconducibile ai primi tre supersintemi sopradescritti (BOCCALETTI *et alii*, 1995) (Fig. 2). La revisione stratigrafico-strutturale recentemente effettuata (BONINI *et alii*, 1994; BONINI & MORATTI, 1995) ha messo in evidenza la presenza della discordanza intramesiniana, al limite tra il primo ed il secondo supersintema, e di importanti deformazioni a carattere compressivo. La struttura generale di questo bacino è stata riferita ad un *graben* (TREVISAN, 1952; GIANNINI & TONGIORGI, 1958; MAZZANTI 1961, 1966; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1976; BOSSIO *et alii*, 1992, 1994). Anche la "sinclinale di Radicondoli", presente nel settore sud-orientale del bacino, con asse intorno NNW-SSE, è stata riferita alla tettonica estensionale (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1976).

Studi strutturali condotti sia alla mesoscala che alla macroscale hanno tuttavia messo in evidenza la presenza di deformazioni compressive (PLESI & CERRINA FERONI, 1979; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; BONINI *et alii*, 1994; BONINI & MORATTI, 1995).

In questo contesto la sinclinale di Radicondoli, che interessa i sedimenti del 1° Supersintema, viene interpretata come una struttura compressiva alla quale sono inoltre associate faglie inverse, con vergenza occidentale, anch'esse orientate NNW-SSE (BONINI & MORATTI, 1995) (Fig. 2). Queste strutture tettoniche rap-

presentano quindi l'espressione della fase compressiva intramesiniana che separa il primo ed il secondo Supersintema. Successivamente la faglia inversa che delimita ad oriente la sinclinale di Radicondoli (Fig. 2) ha continuato ad agire durante la sedimentazione dei depositi del 2° Supersintema, deformandoli. Inoltre, il contatto tra i sedimenti neogenici ed il substrato è di natura stratigrafica (BONINI *et alii*, 1994) e non sono state individuate faglie normali significative a cui riferire la formazione del bacino.

L'area di Volterra presenta un assetto dei depositi del 1° e del 2° Supersintema riconducibile ad una sinforme i cui fianchi affiorano ai margini del bacino. I depositi del 3° Supersintema presentano invece un assetto a blanda anticlinale (MAZZANTI & NENCINI, 1986; DEL CAMPANA, 1993; BONINI & MORATTI, 1995). Inoltre, attraverso lo studio di sezioni sismiche, sono state messe in evidenza altre strutture compressive sepolte rappresentate da faglie inverse ovest-vergenti con pieghe ad esse associate con assi in direzione NNW-SSE, che interessano i sedimenti riferibili al 1° ed al 2° Supersintema (DEL CAMPANA, 1993). Tali strutture sono subparallele a quelle individuate nell'area di Radicondoli e rappresentano dunque l'espressione di un unico regime deformativo a carattere compressivo che ha interessato tutta l'area.

Successivamente a questi eventi deformativi si è verificata una fase estensionale che ha portato alla deposizione delle successioni marine del Pliocene inferiore-medio (3° Supersintema) la cui maggiore potenza si registra nelle aree settentrionali del bacino, poco a nord di Iano (Fig. 2). Tale assetto è probabilmente da mettere in relazione con la presenza di faglie normali responsabili, tra l'altro, della interruzione, in affioramento, a nord di Iano, della "Dorsale Medio-Toscana". Nella zona meridionale del bacino, a sud-ovest di Radicondoli, l'espressione di questa fase estensionale è probabilmente da correlare con lo sviluppo del bacino pliocenico di Anqua, orientato NW-SE e dunque trasversale rispetto al bacino Tortoniano-Messiniano (BONINI & MORATTI, 1995). Nel Pliocene superiore si verifica una ulteriore fase compressiva che è probabilmente responsabile, come già accennato, della deformazione in anticlinale dei depositi del 3° Supersintema.

L'analisi mesostrutturale ha messo in evidenza la presenza di numerose strutture a carattere compressivo, quali faglie, joints, picchi e strie stilolitiche su ciottoli, come evidenziato in lavori precedenti a cui rimandiamo (PLESI & CERRINA FERONI, 1979; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a). Studi più recenti (BONINI & MORATTI, 1995) hanno permesso di raccogliere ulteriori dati; nell'area di Radicondoli faglie inverse e mesopieghe spesso rovesciate sono ben sviluppate in corrispondenza delle strutture principali rispetto alle quali mostrano un buon grado di coerenza (Fig. 2). Deformazioni mesoscopiche compressive sono presenti anche nell'area di Volterra specialmente in corrispondenza del margine orientale (Fig. 2).

L'analisi strutturale effettuata nell'intero bacino ha documentato una direzione di massima compressione variabile da NE-SW a ENE-WSW, che è coerente con l'andamento delle strutture compressive maggiori (Fig. 2). Subordinatamente è presente anche una direzione di massima compressione orientata intorno a NW-SE. L'analisi mesoscopica ha inoltre rilevato in alcune stazioni deformazioni a carattere estensionale che indicano una direzione di estensione orientata intorno a NE-SW (Fig. 2).

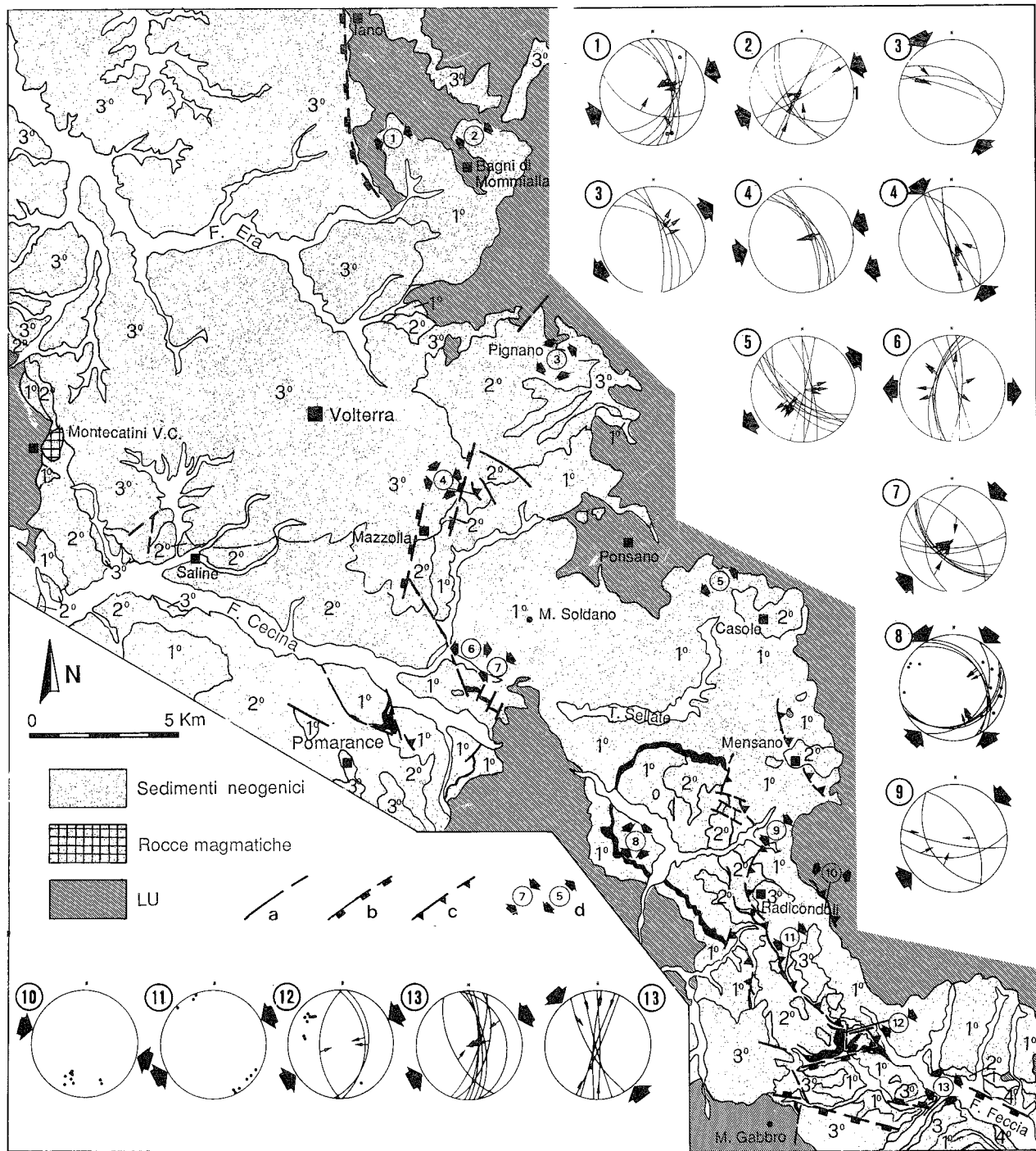


Fig. 2 - Carta geologica schematica del bacino di Radicondoli-Volterra. Per l'ubicazione vedi figura 1. I sedimenti neogenici sono stati suddivisi in supersistemi (1°, 2°, 3°). In nero sono rappresentati i livelli di gesso interni al 1° Supersistema. LU: Unità Liguri.s.l. a) faglie indifferenziate; b) faglie normali; c) faglie inverse; d) ubicazione delle stazioni mesostrutturali - le frecce convergenti indicano la direzione di massima compressione, le frecce divergenti indicano la direzione di massima estensione. Negli stereogrammi sono riportati su reticolo di Schmidt - emisfero inferiore - dati relativi a mesofaglie (ciclografiche) e ad assi di pieghe (pallini pieni). Dati mesostrutturali da BONINI & MORATTI (1995).

Bacino Cinigiano-Baccinello

Questo bacino è posto tra la "Dorsale Medio-Toscana" ad ovest e la dorsale di M. Labbro ad est (Figg. 1 e 3) ed è sviluppato in direzione N-S per circa 40 Km. In questa nota verrà preso in esame soltanto il settore centro-meridionale del bacino, dove la successione stratigrafica affiora con maggiore continuità (Fig. 3)⁽¹⁾. Anche in questo bacino affiorano sedimenti dei primi tre supersistemi (BOCCALETTI *et alii*, 1995).

Inoltre è presente una discordanza interna al 2° Supersistema che separa i depositi del Messiniano superiore da quelli del Pliocene inferiore basale (zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina*, Bossio *et alii*, 1991).

⁽¹⁾Per una più accurata descrizione stratigrafico-strutturale di questo bacino si rimanda a LANDI *et alii* (questo volume).

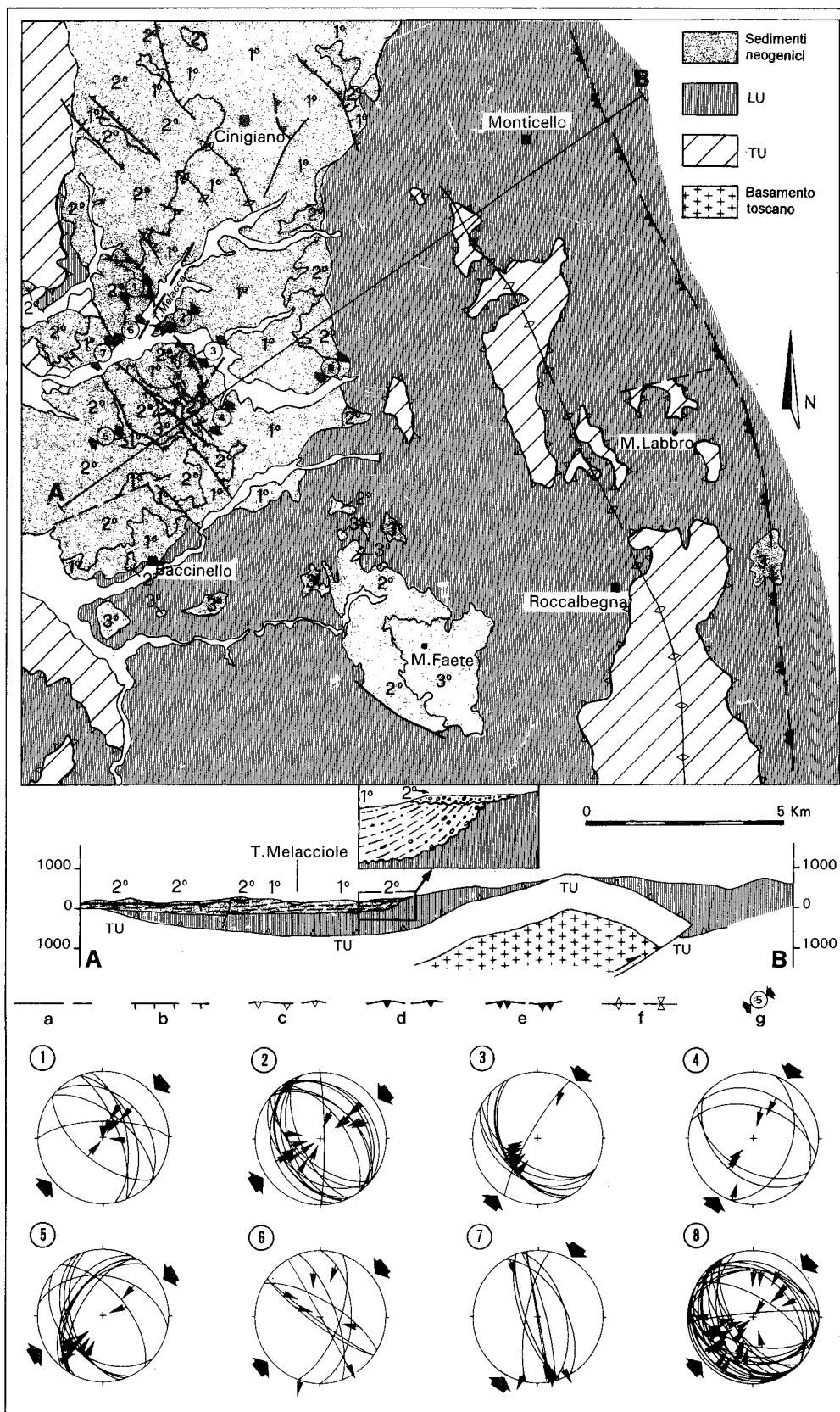


Fig. 3 - Carta geologica schematica della parte centro-meridionale del bacino di Cinigiano-Baccinello. Per l'ubicazione vedi figura 1. I sedimenti neogenici sono stati suddivisi in supersintemi (1°, 2° e 3°). LU: Unità Liguri s.l.; TU: Unità Toscana. a) faglie indifferenziate; b) faglie normali; c) contatto tettonico tra le Unità Liguri s.l. e l'Unità Toscana; d) faglie inverse; e) *blind thrust*; f) assi di anticlinale; g) ubicazione delle stazioni mesostrutturali - le frecce convergenti indicano la direzione di massima compressione. A-B: traccia della sezione geologica attraverso il bacino; nel riquadro è evidenziata la discordanza fra i depositi del 1° e quelli del 2° Supersintema. Negli stereogrammi (reticolo di Schmidt - emisfero inferiore) sono riportati dati relativi a mesofaglie. Dati mesostrutturali da LANDI *et alii* (questo volume). L'andamento del tetto del basamento s.l. è ripreso da BALLY *et alii* (1986).

I rapporti tra i depositi del bacino ed il loro substrato si presentano chiaramente, sia in corrispondenza del margine orientale che di quello occidentale, di natura stratigrafica e non mostrano evidenza di faglie normali alle quali legare la formazione del bacino stesso. L'assetto generale dei depositi è riconducibile ad una blanda sinforme (LANDI *et alii*, questo volume). Le discordanze che separano i vari supersintemi sono caratterizzate da un alto contrasto angolare soprattutto in corrispondenza del margine orientale del bacino (Fig. 3); ciò si verifica sia tra il 1° ed il 2° Supersintema, che, nella zona di M. Faete, tra il 2° ed il 3° Supersintema (Fig. 3; BENVENUTI *et alii*, 1994; BOCCALETTI *et alii*, 1995; LANDI *et alii*, questo volume). L'inclinazione dei depositi tende a diminuire progressivamente procedendo dal margine orientale verso il centro del bacino, passando da inclinazioni prossime alla verticale ad inclinazioni molto minori. Tale assetto è indicativo di una deformazione sinsedimentaria, che determina lo sviluppo di *progressive unconformities* caratteristiche di bacini sedimentari sviluppati nell'ambito di regimi tettonici compressivi (RIBA, 1976; ANADON *et alii*, 1986; BURBANK & RAYNOLDS, 1988).

Deformazioni a carattere compressivo sono molto diffuse all'interno di questo bacino. In particolare nell'area del T. Melacce è presente una zona di taglio inversa, sviluppata nelle argille lacustri del 1° Supersintema, con direzione intorno a NNW-SSE (Fig. 3), all'interno della quale sono presenti numerose mesostrutture coerenti con la struttura maggiore. A sud di Cinigiano sono inoltre presenti strutture plicative subparallele alla zona di taglio inversa sopradescritta che interessano i depositi del 1° Supersintema.

Nel bacino sono state individuate anche faglie normali, orientate intorno a NW-SE, che interessano anche i sedimenti pliocenici riferibili al 3° Supersintema. Sia l'orientazione delle faglie normali, trasversale rispetto al bacino, sia il fatto che esse coinvolgono tutti i termini della successione presente, ci fa riferire queste strutture ad un evento deformativo piuttosto recente (post 3° Supersintema) e quindi non riferibile in alcun modo alla formazione del bacino stesso.

Alla scala mesoscopica sono state individuate molte strutture in parte già oggetto di pubblicazione (BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a). In questo lavoro vengono riportati nuovi dati rappresentati soprattutto da faglie inverse (LANDI *et alii*, questo volume), che sono presenti soprattutto in corrispondenza della zona di taglio del T. Melacce e del margine orientale del bacino (Fig. 3). Da esse è stata determinata una direzione di massima compressione media intorno a NE-SW, coerente con l'andamento delle strutture maggiori compressive. La presenza di faglie inverse e di strutture plicative mesoscopiche è inoltre segnalata nell'area Ombrone-Orcia, poco a nord rispetto a quella riportata in Fig. 3 (PASQUARÈ *et alii*, 1983).

Le strutture sopradescritte costituiscono l'espressione della fase compressiva messiniana responsabile anche della discordanza tra il 1° ed il 2° Supersintema (BOCCALETTI *et alii*, 1995); la presenza di tale fase compressiva era stata ipotizzata anche da PASQUARÈ *et alii* (1983).

Valdarno Superiore

Il bacino del Valdarno Superiore si sviluppa in direzione NW-SE e si colloca tra la dorsale del Pratomagno ad est ed i Monti del Chianti ad ovest (Figg.

1 e 4). Questo bacino fa parte della fascia di bacini intermontani dell'Appennino Settentrionale all'interno dei quali si è avuta solo sedimentazione di ambiente fluvio-lacustre. La stratigrafia di questo bacino, nota da tempo e oggetto di dettagliate analisi stratigrafico-sedimentologiche, è stata suddivisa in tre unità corrispondenti a tre distinte fasi deposizionali (MERLA & ABBATE, 1967; AZZAROLI & LAZZERI, 1977; ABBATE, 1983; DE GIULI, 1983; BILLI *et alii*, 1987; MAGI, 1989; SAGRI, 1991; BENVENUTI, 1993a; MARTINI & SAGRI, 1993; SAGRI *et alii*, 1994). Esse sono riconducibili al 3°, 4° e 5° Supersintema (BOCCALETTI *et alii*, 1995). Il 3° Supersintema affiora limitatamente al settore occidentale del bacino, tra il corso del F. Arno ed i Monti del Chianti, mentre il 4° ed il 5° Supersintema affiorano diffusamente nell'intera area del bacino (Fig. 4).

La struttura generale del bacino è stata riferita ad un *semigraben* con la *master fault* situata in corrispondenza del margine nord-orientale, che avrebbe controllato la sedimentazione durante tutta l'evoluzione del bacino (SAGRI, 1991; MARTINI & SAGRI, 1993).

I sedimenti del 3° Supersintema sono inclinati mediamente verso NE e presentano deformazioni plicative ben sviluppate. Inoltre, in prossimità del contatto con il substrato, qui rappresentato dalle arenarie del Macigno (Falda Toscana *Auct.*), l'assetto della stratificazione assume inclinazioni molto elevate che giungono fino alla verticale e a locali rovesciamenti (Fig. 4). Le pieghe, che sono associate a sistemi di faglie trascorrenti destre, presentano assi orientati intorno a NNW-SSE, e procedendo verso il centro del bacino tali strutture diventano più blande (LAZZAROTTO & LIOTTA, 1991). L'origine delle pieghe è tuttavia considerata dagli Autori citati di tipo gravitativo, connessa al sollevamento dei Monti del Chianti nel Pliocene superiore.

L'analisi strutturale da noi effettuata ha consentito di mettere in evidenza, anche se localmente, la presenza di deformazioni compressive, rappresentate da faglie inverse con mesopieghe rovesciate associate che interessano i sedimenti del 3° Supersintema nella Miniera di S. Barbara (BOCCALETTI *et alii*, 1995) e strutture stilolitiche impresse sulla superficie dei ciottoli calcarei dei depositi del 4° Supersintema nella parte settentrionale del bacino (BONINI & SANI, 1993; Fig. 4). Da tali strutture è stata determinata una direzione di massima compressione orientata intorno ad E-W. Anche se la direzione di massima compressione è la stessa, si tratta di due eventi deformativi distinti, dal momento che i sedimenti del 4° Supersintema sigillano le strutture plicative che interessano i depositi del 3° Supersintema. Per quanto riguarda l'evento deformativo più antico, la direzione di massima compressione determinata risulta in buon accordo con l'andamento delle strutture plicative a scala maggiore. All'evento deformativo più antico è da correlare il sollevamento dei Monti del Chianti nel Pliocene superiore; la direzione di massimo raccorciamento determinata è coerente con l'evento compressivo regionale orientato intorno ad E-W, che ha interessato l'area interna dell'Appennino Settentrionale ed è evidenziato anche da un marcato sollevamento regionale (BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a). Il secondo evento deformativo è riferibile invece al limite Pleistocene inferiore- Pleistocene medio ed è stato correlato con lo sviluppo della discordanza tra il 4° ed il 5° Supersintema diffusa, oltre che nel Valdarno Superiore, anche a scala regionale (BONINI & SANI, 1993).

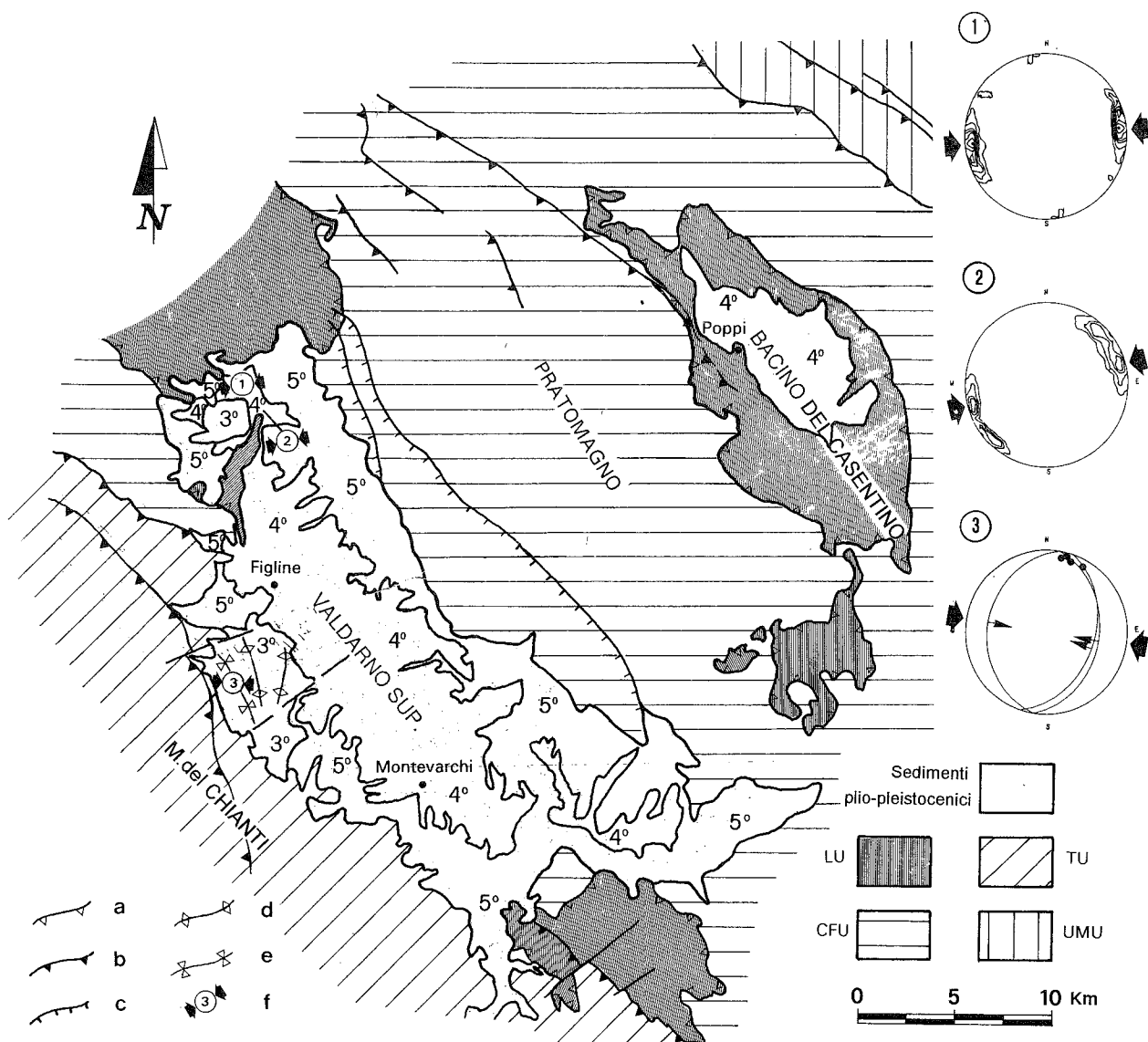


Fig. 4 - Carta geologica schematica dei bacini del Valdarno superiore e del Casentino. Per l'ubicazione vedi figura 1. I sedimenti plio-quadernari sono stati suddivisi in supersistemi (3°, 4° e 5°). LU: Unità Liguri s.l.; TU: Unità Toscana; CFU: Unità Cervarola-Falterona; UMU: Unità Umbro-marchigiane; a) contatto tettonico tra le Unità Liguri s.l. e l'Unità Toscana; b) sovrascorrimenti; c) faglie normali; d) assi di anticlinale; e) assi di sinclinale; f) ubicazione delle stazioni mesostrutturali - le frecce convergenti indicano la direzione di massima compressione. Negli stereogrammi sono riportati su reticolo di Schmidt - emisfero inferiore - dati relativi a mesofaglie (ciclografiche), ad assi di pieghe (pallini pieni) e a picchi stilolitici e strie su ciottoli (curve di isodensità - 3%, 8%, 13%, 18%, 23%, 28%, 33%). Dati mesostrutturali delle stazioni 1 e 2 da BONINI & SANI (1993).

Le faglie normali presenti sul lato orientale del bacino hanno influenzato la sedimentazione dei depositi sia del 4° che del 5° Supersistema, determinando pertanto una geometria asimmetrica dei corpi sedimentari che presentano infatti lo spessore maggiore in corrispondenza di questo margine del bacino (MAGI, 1989; SAGRI, 1991; MARTINI & SAGRI, 1993).

Bacino del Mugello

Il bacino del Mugello è situato nella fascia più esterna dei bacini intermontani plio-quadernari dell'Appennino Settentrionale (Fig. 5). Da un punto di vista strutturale il bacino è stato descritto come un *semi-graben* con *master fault* sul bordo sud-occidentale (BENVENUTI & PAPINI, 1992; MARTINI & SAGRI, 1993). La successione stratigrafica affiorante, descritta in al-

cuni dettagliati lavori (SANESI, 1965; BENVENUTI, 1993 a, b), può essere ricondotta al 4° e 5° Supersistema (BOCCALETTI *et alii*, 1995). In particolare i depositi del 4° Supersistema sono caratterizzati da inclinazioni prossime alla verticale, talvolta addirittura rovesciate, in corrispondenza del margine nord-orientale del bacino; tali inclinazioni diminuiscono progressivamente procedendo verso il centro del bacino (Fig. 5). Inoltre all'interno del 4° Supersistema sono state distinte discordanze angolari minori che, analogamente ai depositi, risultano verticalizzate al margine del bacino mentre verso il centro di esso, divenendo progressivamente meno accentuate, assumono il carattere di *paraconformity* (BENVENUTI, 1993b). Tali discordanze, assimilabili a *progressive unconformities*, sono da mettere in relazione con deformazioni sinsedimentarie dovute al

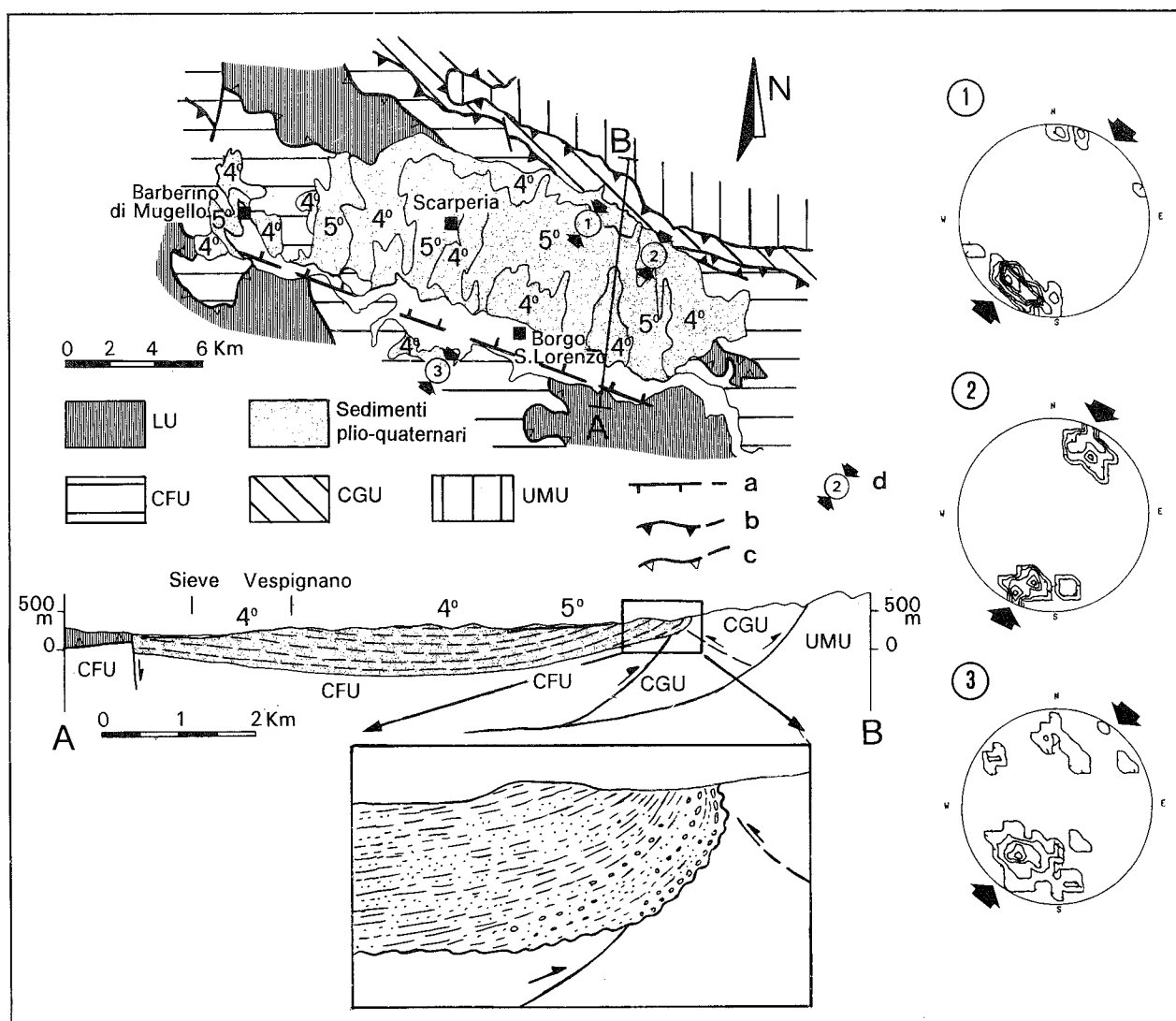


Fig. 5 - Carta geologica schematica del bacino del Mugello. Per l'ubicazione vedi figura 1. I sedimenti plio-quadernari sono stati suddivisi in supersintemi (4° e 5°). LU: Unità Liguri s.l.; CFU: Unità Cervarola-Falterona; CGU: Unità di Castel Guerrino; UMU: Unità Umbro-marchigiane. a) faglie normali; b) sovrascorrimenti; c) contatto tettonico tra le Unità Liguri s.l. e l'Unità Toscana; d) ubicazione delle stazioni mesostrutturali - le frecce convergenti indicano la direzione di massima compressione. A-B: traccia della sezione geologica attraverso il bacino; nel riquadro è evidenziata la deformazione dei sedimenti del 4° Supersintema in corrispondenza degli accavallamenti fra l'Unità Cervarola-Falterona, l'Unità di Castel Guerrino e le Unità Umbro-marchigiane. Negli stereogrammi sono riportati su reticolo di Schmidt - emisfero inferiore - dati relativi a picchi stilolitici e strie su ciottoli (curve di isodensità - 1%, 5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30%).

sollevamento del margine nord-orientale del bacino (BENVENUTI, 1993b; SAGRI *et alii*, 1994). Questo assetto mostra forti analogie con quello di successioni deposte e deformate in regimi compressivi (RIBA, 1976; ANADON *et alii*, 1986; BURBANK & RAYNOLDS, 1988).

A carico dei depositi fluvio-lacustri sono presenti strutture compressive mesoscopiche rappresentate da sistemi di frattura, picchi stilolitici (BETTINI *et alii*, 1990) e faglie inverse che indicano una direzione di massima compressione orientata intorno a NNE-SSW e che confermano il quadro deformativo sopraesposto.

La geometria generale dei depositi del 4° Supersintema è descrivibile come una blanda sinforme, come risulta dalla carta del *top* del substrato pre-lacustre (GEMINA, 1963); tale struttura è tagliata da una faglia normale impostata in corrispondenza del corso del F. Sieve presso il margine sud-occidentale (Fig. 5).

Bacino Tiberino (aree di Todi-Terni e Spoleto)

Il settore studiato del bacino Tiberino è articolato in due rami subparalleli orientati intorno a NNW-SSE (Fig. 1, 6); si tratta di due depressioni morfologiche collocate in un'area particolare dell'Appennino centro-settentrionale, caratterizzata dalla "virgazione" delle strutture umbro-marchigiane, che da orientazioni NW-SE si dispongono in direzione circa NNE-SSW. La complessa evoluzione strutturale dell'area è stata registrata dall'altrettanto complessa evoluzione stratigrafico-strutturale del bacino Tiberino.

La successione stratigrafica affiorante nell'area studiata (CONTI & GIROTTI, 1977; GREGORI & CATTUTO, 1986; AMBROSETTI *et alii*, 1987; BASILICI, 1993a, b) è riferibile al 3° , 4° e 5° Supersintema (BOCCALETTI *et alii*, 1995).

Per quanto riguarda l'interpretazione strutturale

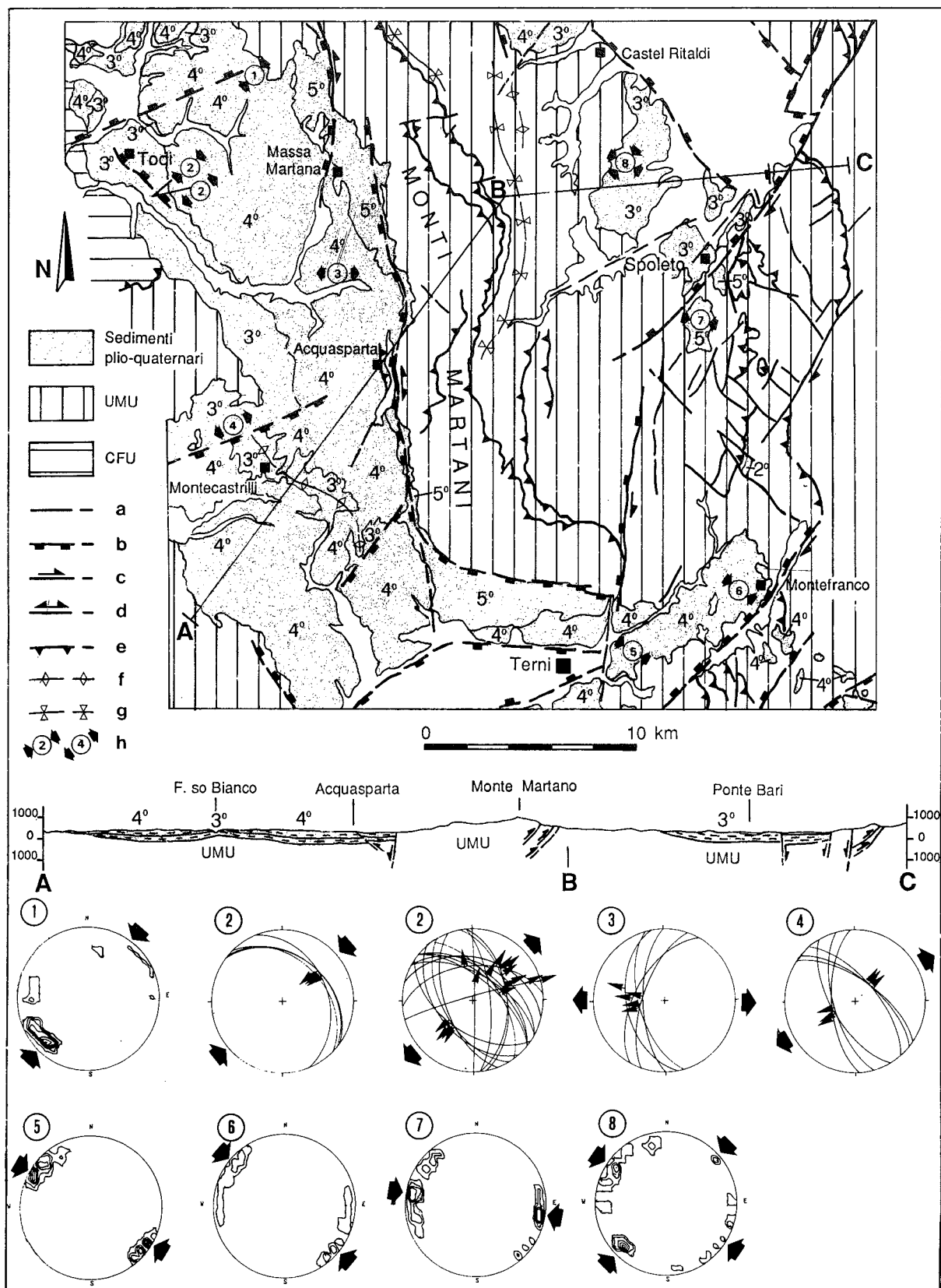


Fig. 6 - Carta geologica schematica dell'area meridionale del bacino Tiberino. Per l'ubicazione vedi figura 1. I sedimenti plio-pleistocenici sono stati suddivisi in supersintemi (3°, 4° e 5°). UMU: Unità Umbro-marchigiane; CFU: Unità Cervarola-Falterona. a) faglie indifferenziate; b) faglie normali; c) faglie trascorrenti; d) faglie a componente di movimento trascorrente sia destro che sinistro; e) sovrascorrimenti e faglie inverse; f) assi di anticlinali; g) assi di sinclinali; h) ubicazione delle stazioni mesostrutturali - le frecce convergenti indicano la direzione di massima compressione, le frecce divergenti indicano la direzione di massima estensione. A-B-C: traccia della sezione geologica attraverso il bacino. Negli stereogrammi sono riportati su reticolo di Schmidt - emisfero inferiore - dati relativi a mesofaglie (ciclografiche) e a picchi stilolitici e strie su ciottoli (curve di isodensità - 5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30%). Dati mesostrutturali da BONINI (1995).

di questo bacino, il ramo occidentale è stato ricondotto ad un *semi-graben* con la *master fault* ("faglia martana") impostata sul margine orientale (CATTUTO *et alii*, 1979; CONTI *et alii*, 1978, 1980; BARCHI *et alii*, 1991), mentre la formazione del ramo orientale, nell'area di Spoleto, è stata messa in relazione con una struttura sinforme interessata solo successivamente da faglie normali (GREGORI & CATTUTO, 1986). I due rami sopracitati sono separati dalla dorsale dei M. Martani che corrisponde ad un importante fronte di accavallamento orientato intorno NNW-SSE (Fig. 6) che prosegue verso nord fino ai Massicci Perugini (CALAMITA *et alii*, 1994a).

Gli studi strutturali da noi effettuati hanno portato all'individuazione, anche in questo bacino, di deformazioni a carattere compressivo (BOCCALETTI *et alii*, 1995; BONINI, 1995), individuate anche nel settore settentrionale (BETTINI *et alii*, 1990).

La "faglia martana", che borda ad est il ramo occidentale, è orientata intorno a N-S e nella sua prosecuzione verso nord si sviluppa all'interno del substrato (fig.1). Tale struttura mostra una complessa storia evolutiva che riflette la presenza di deformazioni sia estensionali che compressive, dal momento che sono stati trovati indicatori cinematici normali e trascorrenti, sia destri (BROZZETTI *et alii*, 1991) che sinistri (BONINI, 1995). Un aspetto peculiare della "faglia martana" consiste nel fatto che i depositi del bacino non mostrano ispessimenti verso di essa, ma presentano un andamento tabulare (BARCHI *et alii*, 1991). Nella parte centrale del bacino, presso Montecastrilli, è presente un'anticlinale con direzione assiale circa NW-SE che coinvolge i depositi del 3° e 4° Supersintema (Fig.6) (BONINI, 1995). La formazione di tale anticlinale è da mettere in relazione con un evento compressivo con asse di massimo raccorciamento orientato intorno NE-SW che è coerente sia con la presenza di alcune faglie inverse, come quella presso Acquasparta (BASILICI, 1993a; BONINI, 1995; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1995), che con i movimenti destri della "faglia martana". Tale direzione di massimo raccorciamento è stata individuata anche alla mesoscala sui sedimenti del 3° e 4° Supersintema; l'analisi strutturale ha permesso di rilevare anche un'altra direzione di compressione, orientata intorno a NW-SE, che è posteriore a quella orientata NE-SW ed è compatibile con i movimenti sinistri della "faglia martana" (Fig. 6) (BONINI, 1995). A questo evento deformativo è da ricondurre, nel ramo orientale del bacino, la riattivazione, sempre con movimento destro, della faglia di Spoleto, orientata NE-SW (Fig. 6).

La prima fase compressiva, orientata circa NE-SW, si dovrebbe collocare al passaggio Pleistocene inferiore-medio, quando si è avuta la cessazione della sedimentazione del 4° Supersintema ed il sollevamento dell'area (BOCCALETTI *et alii*, 1995; BONINI, 1995). Successivamente a questa fase si ha l'evento in direzione NW-SE, riferibile al Pleistocene medio. Da questo momento in poi l'area è interessata da una tettonica distensiva alla quale sono da riferire i prodotti magmatici affioranti in vari punti (Cupaello, S.Venanzo, Polino, Acquasparta, Colle Fabbri) datati tra 0.6 e 0.3 Ma (BROZZETTI *et alii*, 1991 *cum bib.*). Questa fase è probabilmente responsabile anche dello sviluppo delle faglie normali nell'area di Spoleto, nel ramo orientale (Fig. 6). E' infine da segnalare che i prodotti magmatici di Acquasparta sono interessati da faglie trascorrenti destre dalle quali è stata dedotta una direzione di

massima compressione suborizzontale orientata intorno a NE-SW, compatibile con un ulteriore movimento destro della "faglia martana" (BROZZETTI *et alii*, 1991). Il settore studiato attualmente è interessato da un regime tettonico estensionale, come dimostrato sia dalle caratteristiche morfostrutturali delle faglie principali che dai meccanismi focali disponibili (PICCARDI, 1993; LAVECCHIA *et alii*, 1994).

Settore esterno

Questo settore è caratterizzato dall'affioramento delle principali unità torbiditiche tosco-umbro-marchigiane, all'interno delle quali si sviluppano accavallamenti molto continui a carattere regionale, seguibili dall'entroterra spezzino fino all'Appennino centrale (Fig. 7).

Nella porzione settentrionale di questo settore, tra lo spartiacque principale ed il margine padano, affiorano diffusamente le Unità Liguri s.l. (insieme alle quali comprendiamo le Unità Subliguri ed Epiliguri), che sono pressoché assenti a sud-est della linea Livorno-Sillarò, con la sola eccezione della coltre della Val Marecchia (Fig. 1).

L'età degli accavallamenti principali che delimitano le varie unità tettoniche, nonché di quelli minori, interni ad esse, è stata desunta in genere dall'età dei depositi più recenti coinvolti. Inoltre, poiché tali depositi divengono progressivamente più recenti verso le zone più esterne, è stato supposto unicamente un meccanismo di *piggy-back thrust propagation* (*sensu* BUTLER, 1982, 1987).

Tuttavia questo modello schematico, che resta valido nelle sue linee generali, è stato integrato con l'acquisizione di numerosi nuovi dati strutturali che hanno portato alla elaborazione di uno schema deformativo molto articolato e complesso. Importanti riattivazioni degli accavallamenti, con orientazioni diverse dello *slip-vector*, si sono verificati infatti anche nelle zone più interne (CALAMITA & DEIANA, 1982, 1986; CASTELLARIN *et alii*, 1985; LAVECCHIA *et alii*, 1987; BARCHI *et alii*, 1988, 1989; MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1990, 1991; BONINI *et alii*, 1991; BENDKIK *et alii*, 1994; BERNINI *et alii*, 1992; BOCCALETTI *et alii*, 1992; CALAMITA *et alii*, 1994 a, b). Più in particolare, in alcune aree sono stati riconosciuti accavallamenti la cui geometria è riferibile a quella di *thrust* fuori sequenza (BENDKIK *et alii*, 1994; BERNINI *et alii*, 1992; BOCCALETTI *et alii*, 1992; CALAMITA *et alii*, 1994 a, b).

A titolo esemplificativo di quanto sopra affermato, prenderemo in esame il *thrust* dell'Unità Cervarola-Falterona, che costituisce un elemento di primaria importanza dell'Appennino Settentrionale ed è seguibile in affioramento per oltre 200 km (Figg. 1, 7). Tale struttura, studiata in dettaglio nel settore compreso tra Firenze e Città di Castello (BENDKIK *et alii*, 1994), ha una direzione principale orientata circa NW-SE che si dispone intorno a N-S nel settore a sud della Linea Arbia-Marecchia. Sulla base dell'età dei sedimenti più recenti coinvolti nell'accavallamento, rappresentati per questa unità dalle Marne di Vicchio del Miocene inf.-Serravalliano sup. (PIZZIOLO & RICCI LUCCHI, 1991 *cum bib.*), è possibile riferire al Tortonianiano l'accavallamento dell'Unità Cervarola-Falterona sulle unità più esterne (BALDACCI *et alii*, 1967; BOCCALETTI *et alii*, 1990; FAZZUOLI *et alii*, 1994, *cum bib.*). L'analisi strutturale effettuata lungo l'accavallamento dell'Unità Cervarola-Falterona ha messo in evidenza, nel tratto compreso

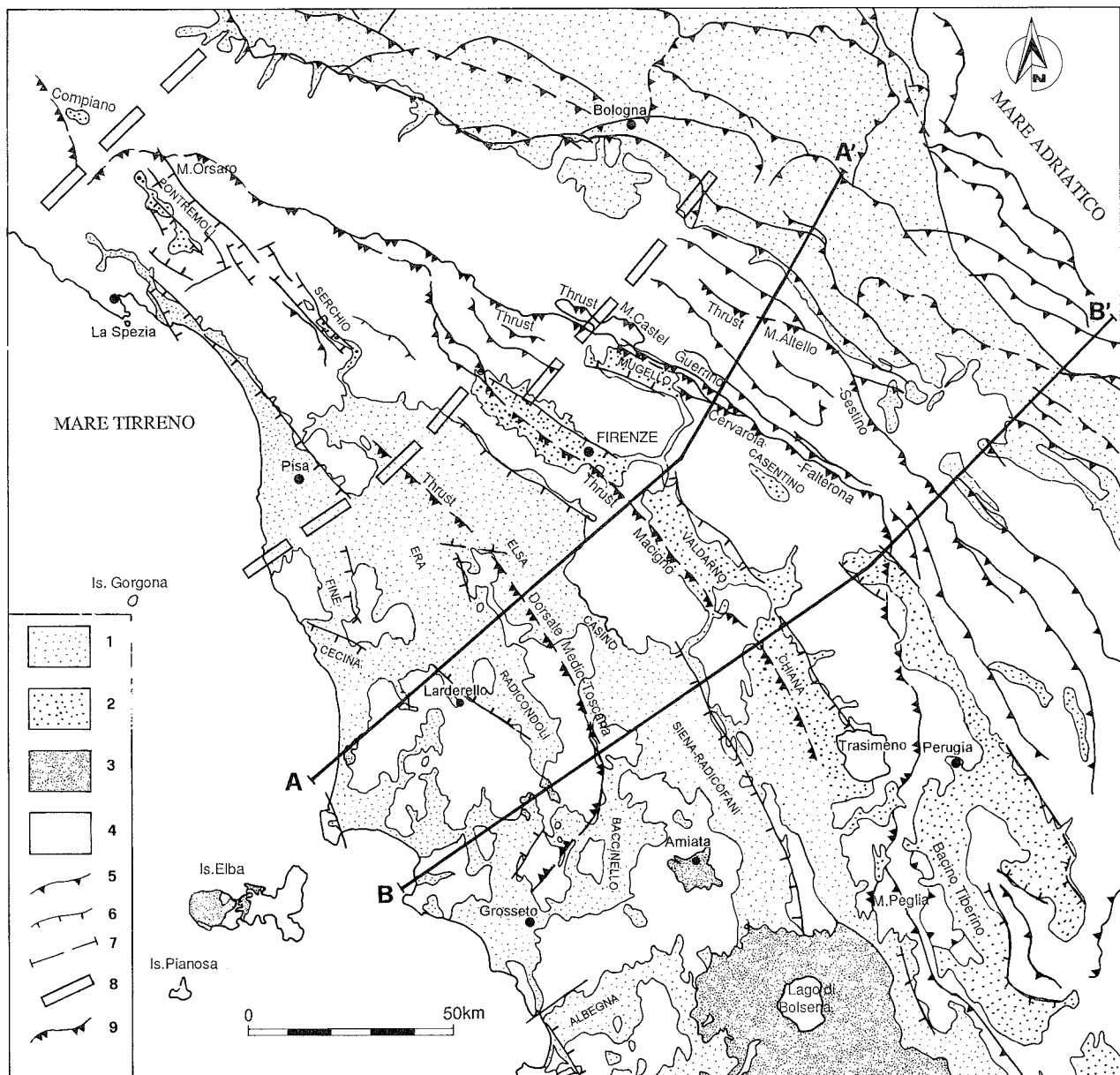


Fig. 7 - Carta schematica geologico-strutturale dell'Appennino Settentrionale. 1) Depositi neogenico-quadernari; 2) depositi continentali dei bacini intermontani; 3) rocce ignee; 4) substrato pre-neogenico; 5) principali fronti di accavallamento; 6) faglie normali principali; 7) tracce delle sezioni strutturali di Fig. 9; 8) linee trasversali Taro-Enza e Livorno-Sillaro; 9) fronti di accavallamento riattivati.

tra Firenzuola e la Linea Arbia-Marecchia, una direzione di accavallamento desunta dalle mesostrutture intorno a N 20 E, obliqua quindi rispetto alla direzione del *thrust* principale. Essa è stata interpretata come la conseguenza di fenomeni di riattivazione successivi alla prima messa in posto del *thrust*. Tale riattivazione ha portato inoltre allo sviluppo, all'interno dell'Unità Cervarola-Falterona, di nuove strutture con geometrie fuori sequenza, compatibili con la direzione di accavallamento N20E, che interessano anche le Unità Liguri s.l. nella porzione interna della Coltre della Val Marecchia (BENDKIK *et alii*, 1994). Evidenze di riattivazione di questo *thrust* sono rappresentate anche dal fatto che l'Unità Cervarola-Falterona all'altezza di Castagno d'Andrea sovrascorre completamente l'Unità di M. Castel Guerrino, che è tettonicamente interposta tra questa e le unità più esterne della Marnoso-arenacea

(Fig. 7). A sud, inoltre, nell'area di Narni - M. Peglia, sulla base delle relazioni tra strutture che esternamente coinvolgono sedimenti del Messiniano-Pliocene inferiore, è stata ipotizzata la riattivazione, nello stesso intervallo di tempo, del fronte di accavallamento dell'Unità Cervarola-Falterona (CALAMITA *et alii*, 1994a). Indicazioni di riattivazioni recenti derivano anche dall'analisi dell'evoluzione strutturale dell'Unità di M. Castel Guerrino, che nell'area di Firenzuola sovrascorre le Unità Liguri s.l. (Melange di Firenzuola, BETTELLI & PANINI, 1991), con geometria dell'accavallamento di tipo *out-of-sequence*, le quali a NE, presso Gesso, si intercalano ai sedimenti del Pliocene inferiore del margine padano (CREMONINI & ELMI, 1971; BRUNI, 1973; DE JAGER, 1979). Considerando che la messa in posto del Melange di Firenzuola è riferita all'intervallo Messiniano-Pliocene inferiore (BETTELLI & PANINI,

1991), si può ragionevolmente ipotizzare un'età post-Messiniana per la riattivazione *out-of-sequence* dell'Unità di M. Castel Guerrino (BENDKIK *et alii*, 1994).

Sono state evidenziate riattivazioni fuori sequenza anche in altre unità appenniniche sia internamente che esternamente all'Unità Cervarola-Falterona. L'accavallamento del Macigno dell'Unità Toscana di M. Zuccone-M. Orsaro si riattiva causando l'impostazione del bacino fluvio-lacustre di Compiano e la sua successiva deformazione nel Pliocene sup.-Pleistocene (BERNINI *et alii*, 1992, 1994). Per quanto riguarda il settore esterno, all'interno della Marnoso-arenacea sono frequenti accavallamenti con geometria *out-of-sequence*, come il *thrust* di M. Altello-Sestino (BENDKIK *et alii*, 1994).

Da questa sommaria rassegna di dati risulta evidente il perdurare in catena dell'attività tettonica anche in tempi molto recenti e successivi alla prima messa in posto delle unità tettoniche affioranti, anche per settori molto interni rispetto a quanto precedentemente ipotizzato.

Per quanto riguarda il settore più esterno della catena, che è situato tra il margine padano-adriatico ed il limite esterno dell'Appennino rappresentato dall'arco delle pieghe ferraresi che si prolungano a SE nell'*off-shore* adriatico, è stato possibile ricostruire il quadro cinematico soprattutto sulla base dei dati relativi a prospezioni sismiche (PIERI & GROPPi, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1985; PATACCA & SCANDONE, 1985; CASSANO *et alii*, 1986a; VAI, 1987). Altri dati provengono dagli studi condotti sui depositi del Miocene superiore-Quaternario affioranti in corrispondenza del margine padano-adriatico (IACCARINO & PAPANI, 1980; RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; COLALONGO *et alii*, 1982; MARABINI & VAI, 1985; CANTALAMESSA *et alii*, 1986a, b; DONDI & D'ANDREA, 1986; BERNINI & PAPANI, 1987; CASTELLARIN & PINI, 1987; GASPERI *et alii*, 1987; GELATI *et alii*, 1987; VAI, 1988). Da tali studi emerge un quadro complesso, articolato in più eventi deformativi successivi e sovrapposti, nei quali la stretta relazione tra sedimentazione e tettonica ha consentito una migliore datazione dei singoli eventi. Più in particolare l'evoluzione di questo settore appenninico si è realizzata attraverso accavallamenti in sequenza *piggy-back* verso l'esterno fino al Pliocene inferiore mentre dal Pliocene superiore si registra un arretramento del fronte attivo di accavallamento che nel Pleistocene medio-superiore viene a coincidere con il margine pedeappenninico (VAI, 1987, 1988).

Dal punto di vista stratigrafico la successione messiniano-quaternaria del margine padano-adriatico è caratterizzata da numerose discordanze angolari messe in relazione ad altrettanti eventi deformativi (VAI, 1988). Tali discordanze si collocano nel Messiniano inferiore e superiore (IACCARINO & PAPANI, 1980; MARABINI & VAI, 1985; GELATI *et alii*, 1987; VAI, 1988), nel Pliocene inferiore e medio (PIERI & GROPPi, 1981; RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; VAI, 1988), al limite Pliocene sup. - Pleistocene inf. (PIERI & GROPPi, 1981; RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; VAI, 1988) e al limite Pleistocene inferiore-Pleistocene medio (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; COLALONGO *et alii*, 1982; CANTALAMESSA *et alii*, 1986 b; DONDI & D'ANDREA, 1986; CASTELLARIN & PINI, 1987; GASPERI *et alii*, 1987; VAI, 1988).

Le fasi di maggiore attività cinematica dei fronti di accavallamento nel settore esterno appenninico, sia in avanzamento che in arretramento, sono state corre-

late con gli eventi compressivi individuati nel settore interno della catena, dal momento che le deformazioni nei due settori vengono a coincidere, dal punto di vista temporale, con una certa precisione (BERNINI *et alii*, 1990; BOCCALETTI *et alii*, 1992, 1994a).

DISCUSSIONE SUL SIGNIFICATO DEI BACINI NEOGENICO-QUATERNARI

Lo studio geologico-strutturale esposto precedentemente, relativo ad alcuni bacini del settore interno dell'Appennino Settentrionale, ha permesso di riconoscere deformazioni a carattere compressivo, ben localizzate dal punto di vista temporale, sviluppate non solo alla mesoscala ma anche alla scala dell'intero bacino. Si tratta di deformazioni molto diffuse rappresentate da pieghe, talora rovesciate, e da faglie inverse che possono avere una continuità di alcuni chilometri (BOCCALETTI *et alii*, 1995). Inoltre lo studio dei rapporti tra i sedimenti dei diversi supersintemi presenti nei vari bacini ha evidenziato assetti della litologia in certi casi molto inclinati, fino al raggiungimento della verticale, soprattutto nei pressi dei margini dei bacini, dove peraltro la direzione dei depositi si mantiene parallela all'andamento dei margini stessi. In qualche caso è stata inoltre documentata la presenza di *progressive unconformities* legate al sollevamento del margine durante la deposizione.

Lo studio effettuato ha permesso di riferire le deformazioni riscontrate nei bacini a strutture presenti nel substrato, in vicinanza dei depositi dei bacini sopracitati. Tali strutture sono rappresentate, nella maggioranza dei casi, da *thrust* che presentano in genere un andamento sub-parallelo rispetto ai margini dei bacini stessi. In particolare la presenza di *progressive unconformities* sulla rampa di un accavallamento ha portato a ipotizzare un'attività del *thrust* durante la sedimentazione (BOCCALETTI *et alii*, 1995).

Nel caso del Mugello tale attività è rappresentata dalla riattivazione degli accavallamenti dell'Unità Cervarola-Falterona e dell'Unità di M. Castel Guerrino (Fig. 5). Nel caso del bacino di Cinigiano-Baccinello si tratta invece probabilmente della prima attivazione di un *thrust* che coinvolge il basamento dell'Unità Toscana, riconoscibile in affioramento dalla presenza di un'anticlinale al cui nucleo, in finestra tettonica sotto le Unità Liguri s.l., affiorano le formazioni dell'Unità Toscana (BOCCALETTI *et alii*, 1995).

Per quanto riguarda il bacino di Radicondoli-Volterra le faglie inverse a vergenza occidentale potrebbero rappresentare dei *back-thrust* connessi con la riattivazione dell'accavallamento corrispondente alla Dorsale Medio-Toscana nel corso del Messiniano (BOCCALETTI *et alii*, 1995; BONINI & MORATTI, 1995).

Un caso ancora diverso è rappresentato dal bacino del Valdarno Superiore nel quale la deformazione dei depositi del 3° Supersintema, posti sul margine occidentale, può essere messa in relazione con la riattivazione dell'accavallamento del Macigno sull'Unità Cervarola-Falterona (Fig. 4) (BOCCALETTI *et alii*, 1995).

Da quanto sopra esposto risulta quindi una stretta relazione tra l'attività delle strutture a carattere compressivo individuate nel substrato, la sedimentazione nei bacini, e alcune delle deformazioni, a carattere compressivo, che interessano le successioni dei bacini stessi. Questi aspetti portano a dover ridiscutere il signifi-

cato attribuito ai bacini neogenico-quadernari del settore interno appenninico. Non sono state individuate infatti faglie normali significative alle quali riferire la formazione dei bacini presi in esame e le strutture distensive presenti sono state messe in relazione con fasi tardive, dal momento che spesso sono oblique rispetto ai margini dei bacini e tagliano tutta la successione sedimentaria affiorante. Conseguentemente la tettonica estensionale alla quale è stata riferita dagli anni '50 la formazione dei bacini interni della Toscana (TREVISAN, 1952; GIANNINI & TONGIORGI, 1958), è invece un regime tettonico relativamente recente che nel passato si è alternato con il protrarsi, anche verso aree interne, della tettonica compressiva legata allo sviluppo della catena.

In un precedente lavoro (BOCCALETTI *et alii*, 1995), è stata avanzata l'ipotesi che i bacini presi in considerazione possano essere interpretati come bacini di tipo *piggy-back*, termine proposto da ORI & FRIEND, (1984). Nell'accezione di questi Autori il termine *piggy-back basin* si riferisce a bacini trasportati su *thrust sheets* attivi in progradazione *piggy-back* verso l'esterno della catena. Questo termine è stato tuttavia utilizzato con un significato più ampio, non legato necessariamente ad una messa in posto dei *thrust* secondo una propagazione *piggy-back* (BEER *et alii*, 1990; HYPOLITE *et alii*, 1994). GRASSO & BUTLER (1991) e BUTLER & GRASSO (1993) hanno proposto il termine di *perched basin* o *thrust-top basin* per bacini formati in regime compressivo indipendentemente dalle modalità di propagazione dei *thrust*.

Questi ultimi termini, in particolare, potrebbero essere ben applicati al caso dei bacini da noi studiati. I bacini del Mugello e del Valdarno superiore si sviluppano in connessione con la riattivazione di *thrust* precedentemente formati. La formazione dei bacini di Radicondoli-Volterra e di Cinigiano-Baccinello è causata dall'attivazione dei *thrust* del basamento coincidenti con la Dorsale Medio-Toscana e con l'allineamento M. Labbro-Vagliagli (Fig. 1, 2). A tale proposito riteniamo che i primi depositi connessi con la formazione del bacino di Radicondoli-Volterra e del Casino siano rappresentati dalle Arenarie di Ponsano, attribuite al Serravalliano medio-Tortoniano inferiore (MAZZEI *et alii*, 1980; MAZZANTI *et alii*, 1981, *cum bib.*) che sono stati interpretati sia come depositi di bacini satelliti (BOCCALETTI *et alii*, 1986, 1990) che come "neautoctoni" (GIANNINI & TONGIORGI, 1958; ELTER & SANDRELLI, 1994). Secondo l'ipotesi formulata nel presente lavoro, quindi, l'attivazione dei *thrust* crostali sopracitati potrebbe essere riferita al Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore. In posizione più esterna rispetto alla Dorsale Medio-Toscana, si sviluppa nel Tortoniano medio (zona MN11, ENGESSER, 1989) il bacino di Cinigiano-Baccinello legato a sua volta all'accavallamento di M. Labbro (BOCCALETTI *et alii*, 1995).

Relativamente all'evoluzione del ramo occidentale del bacino Tiberino è stata fatta l'ipotesi che essa sia il risultato di un'alternanza tra fasi estensionali e compressive nell'ambito della quale alcune strutture (ad es. la "faglia martana") hanno agito più volte con fenomeni di inversione tettonica (BOCCALETTI *et alii*, 1995). In questa ottica la formazione di questo ramo del bacino Tiberino è riferibile all'attività distensiva della "faglia martana" (CATTUTO *et alii*, 1979; BARCHI *et alii*, 1991). Per quanto riguarda invece la formazione del ramo orientale del bacino Tiberino, essa non sem-

bra connessa con una tettonica estensionale ma è stata formulata l'ipotesi che possa essere messa in relazione con la riattivazione dei sovrascorrimenti presenti nell'area, venendo quindi ad assumere il significato di bacino "satellite" (CALAMITA *et alii*, 1995). Queste due ipotesi relative alla formazione, nel Pliocene inferiore-medio, dei due rami del bacino Tiberino, apparentemente in contrasto, possono essere tuttavia compatibili considerando che la "faglia martana" potrebbe rappresentare una struttura di accomodamento connessa con il sovrascorrimento (riattivato?) dei M. Martani-Massicci Perugini, dando origine ad una struttura di tipo "cuneo composto" (MIGLIORINI, 1948), già ipotizzata per altre aree (BOCCALETTI *et alii*, 1995). Questa ipotesi potrebbe essere in accordo anche con il fatto che la "faglia martana" non costituisce per intero il limite del ramo occidentale del bacino, ma verso nord essa prosegue per un breve tratto all'interno del substrato e i sedimenti pliocenici sono in contatto stratigrafico con il substrato stesso. In questa ottica entrambi i rami del bacino Tiberino sarebbero nati come *perched basin*.

Oltre ai bacini precedentemente descritti, anche altri, almeno in alcuni momenti della loro evoluzione, sono stati riferiti a regimi di tipo compressivo, come il bacino fluvio-lacustre del Casino (LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1977) ed il bacino di Compiano (BERNINI *et alii*, 1992, 1994).

Allo scopo di illustrare le relazioni di alcuni bacini con le strutture presenti nel substrato è stata compilata una sezione interpretativa relativa ad un settore che va dalla Toscana centro-meridionale fino al fronte dell'Unità Cervarola-Falterona, comprendente anche lo spartiacque appenninico (Fig. 1; Tav. 1 f.t.).

Tale sezione, orientata circa SW-NE, attraversa il bacino di Radicondoli-Volterra, il bacino del Casino, quello del Valdarno Superiore ed infine il bacino del Casentino, e sarà descritta sinteticamente procedendo da SW verso NE. Per quanto riguarda il bacino di Radicondoli-Volterra si può notare la struttura generale a sinclinale e la faglia inversa con vergenza verso occidente che deforma i depositi del 1° e del 2° Supersintema ed il cui sviluppo è stato messo in relazione con la riattivazione del *thrust* della Dorsale Medio-Toscana, nel corso del Messiniano (Tav. 1 f.t.). Esternamente a tale dorsale, a ridosso dei M. del Chianti, si sviluppa il bacino del Casino dove sono presenti due cicli lacustri: il primo riferibile al Tortoniano sup.-Messiniano inf. (1° Supersintema) ed il secondo al Messiniano superiore (2° Supersintema) (LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1977). I rapporti tra i due cicli mostrano una discordanza ad alto contrasto angolare, dovuta, anche secondo gli Autori citati, ad una fase compressiva messiniana. Le deformazioni plicative, talora molto intense e che portano a frequenti rovesciamenti, interessano i depositi del 1° Supersintema e vengono qui riferite, in analogia a quanto visto in altri bacini dove si sviluppano pieghe rovesciate, alla presenza di faglie inverse con vergenza sia verso est che verso ovest (Tav. 1 f.t.). Verso NE, a breve distanza dal bacino del Casino, nei pressi di Vagliagli, è presente un'anticlinale al cui nucleo affiorano il Macigno e gli Scisti Policromi della Successione Toscana non Metamorfica al di sotto delle Unità Liguri s.l.. Tale struttura ha una direzione assiale orientata intorno a NW-SE, che risulta sub-parallela ai margini del bacino. Inoltre sul fianco nord-orientale sono presenti locali sovrapposizioni del Macigno

su termini delle liguridi (*Formazione di M. Morello*) che testimoniano riattivazioni di questo contatto. Secondo la nostra interpretazione la struttura di Vagliagli rappresenta un'anticlinale di rampa di un accavallamento più profondo alla cui attività è riferibile lo sviluppo e la successiva deformazione del bacino del Casino, che quindi assumerebbe, anch'esso, il significato di bacino *piggy-back s.l.* E' da notare che sia il bacino del Casino che quello di Cinigiano-Baccinello risultano allineati ed è pertanto plausibile l'ipotesi di un loro collegamento (Bossio *et alii*, 1992). Inoltre l'anticlinale di Vagliagli è situata sul prolungamento di quella di M. Labbro (Fig. 3), e potrebbero quindi, analogamente, costituire un'unica struttura. Procedendo ancora verso NE, in corrispondenza del bacino del Valdarno Superiore, è possibile osservare la deformazione dei depositi del 3° Supersintema, riferibile, come già detto, alla riattivazione dell'accavallamento del Macigno sull'Unità Cervarola-Falterona (Fig. 4, Tav. 1 f.t.). Sul margine nord orientale del bacino, sulle pendici del Pratomagno, è localizzato un importante sistema di faglie normali che ha controllato la deposizione dei sedimenti del 4° e del 5° Supersintema (SAGRI, 1991; MARTINI & SAGRI, 1993). Alla base del versante casentino del Pratomagno è presente un accavallamento, alla riattivazione del quale è ipoteticamente riferita la formazione della depressione che costituisce il bacino del Casentino, i cui depositi appartengono al 4° Supersintema. Alla stessa struttura potrebbe essere ricondotta l'impostazione, nel Pliocene superiore, delle faglie normali situate sul margine nord-orientale del bacino del Valdarno Superiore, che verrebbero quindi a definire, anche in questo caso, una geometria del tipo "cuneo composto" (MIGLIORINI, 1948; BOCCALETTI, *et alii*, 1995). E' importante sottolineare che un'attività molto recente (Pliocene superiore) di alcuni accavallamenti in questo settore della catena non rappresenta un caso isolato, dal momento che un'attività così recente è stata ipotizzata anche per il *thrust* dell'Unità Cervarola-Falterona, in corrispondenza del bacino del Mugello, situato poco più a NW rispetto a quello del Casentino (Fig. 1).

CONCLUSIONI

Allo scopo di riassumere sinteticamente l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'Appennino centro-settentrionale dal Tortoniano al Pleistocene da noi proposta, illustreremo alcuni dei più importanti stadi evolutivi attraverso una serie di carte paleogeografiche schematiche, riportate in Fig. 8.

A - Tortoniano superiore - Il fronte esterno appenninico è rappresentato dal *thrust* del Cervarola-Falterona e da quello più interno della Marnoso-arenacea (M. Nero-Alpe della Luna). Si riattiva probabilmente il *thrust* del Macigno e, più internamente, anche quelli della dorsale di M. Labbro-Vagliagli e della Dorsale Medio-Toscana. In particolare, a questi due ultimi accavallamenti, in cui è coinvolto il basamento, è legata l'evoluzione dei bacini di Radicondoli-Volterra e del Casino-Cinigiano-Baccinello con la deposizione dei sedimenti fluvio-lacustri del 1° Supersintema.

B - Messiniano medio-superiore - Il sovrascorrimento dei M. Sibillini costituisce il fronte esterno della catena, che si estende dal settore meridionale fino a nord, all'altezza di Piacenza. A questa struttura è da

riferire lo sviluppo del bacino dei Colombacci, interpretato da PATACCA *et alii* (1990) come bacino *piggy-back*. I *thrust* dell'Unità Cervarola-Falterona, del Macigno, di M. Labbro e della Dorsale Medio-Toscana sono ancora attivi e deformano intensamente i depositi del 1° Supersintema e della porzione messiniana del 2°, come testimoniato dallo sviluppo dei *backthrust* nel bacino di Radicondoli-Volterra. Nell'area settentrionale la riattivazione dell'accavallamento corrispondente alle Alpi Apuane porta allo sviluppo, sul retro, della faglia di Viareggio, determinando una struttura del tipo "cuneo composto".

C - Pliocene inferiore - Il fronte appenninico raggiunge la sua posizione più esterna (VAI, 1988) e viene a coincidere con l'arco delle "pieghe ferraresi" e, più a sud, con il *thrust* esterno al bacino della Laga. Più internamente, nel settore meridionale, si ha la riattivazione di alcuni *thrust* che determina la formazione dei bacini continentali corrispondenti ai rami orientale ed occidentale del bacino Tiberino. Nel settore settentrionale si ha la riattivazione del *thrust* dell'Unità di M. Castel Guerrino con geometria *out-of-sequence* (BENDKIK *et alii*, 1994). L'area toscana, invece, è interessata da una fase estensionale che porta allo sviluppo di alcuni bacini, quali ad esempio quello di Anqua, di Siena-Radicondoli e della Val d'Elsa (Fig. 1). Sono presenti alcune strutture deformative relative a questo regime tettonico, la maggiore delle quali è rappresentata dalla faglia del M. Cetona-Rapolano. A questa fase estensionale, che si protrae fino al Pliocene medio, è intercalato un evento compressivo al quale è da riferire la discordanza tra il 2° ed il 3° Supersintema.

D - Pliocene superiore - A questa fase corrisponde una riorientazione del fronte esterno che taglia quello del Pliocene inferiore alla latitudine di Bologna, individuando così un settore nord-occidentale nel quale il fronte arretra (VAI, 1987) ed uno sud-orientale nel quale, invece, il fronte continua la sua progressione verso l'esterno. Questa riorientazione del fronte può rappresentare la conseguenza dell'importante fase tettonica che investe tutto il settore interno con riattivazione di numerosi accavallamenti. Uno di questi, ad esempio, è quello del Macigno, che nel Valdarno Superiore deforma i depositi del 3° Supersintema e nel settore nord-occidentale porta alla formazione del bacino di Compiano. Inoltre la riattivazione dei *thrust* delle unità Cervarola-Falterona e del M. Castel Guerrino permette l'impostazione del bacino del Mugello.

E - Pleistocene inferiore - In questa fase il fronte esterno nel settore nord-occidentale subisce un ulteriore arretramento attestandosi all'altezza del margine padano (BERNINI & PAPANI, 1987; VAI, 1987). Più esternamente, comunque, si ha una riattivazione del sistema delle "pieghe ferraresi" che coinvolgono depositi quaternari (PIERI & GROPPI, 1981; CASSANO *et alii*, 1986a), mentre nel settore sud-orientale il fronte è situato probabilmente nell'*off-shore* adriatico. Internamente l'area tettonicamente più attiva è quella della fascia dei bacini intermontani; il bacino di Compiano viene infatti deformato dalla riattivazione del *thrust* di M. Orsaro - M. Zuccone (BERNINI *et alii*, 1992, 1994), ed i depositi del bacino del Mugello vengono deformati sinsedimentariamente dalla riattivazione dei *thrust* del Cervarola-Falterona e di M. Castel Guerrino.

Lo schema evolutivo sopra delineato rappresenta un tentativo preliminare di interpretazione di quello che può essere stato il contesto stratigrafico-strutturale

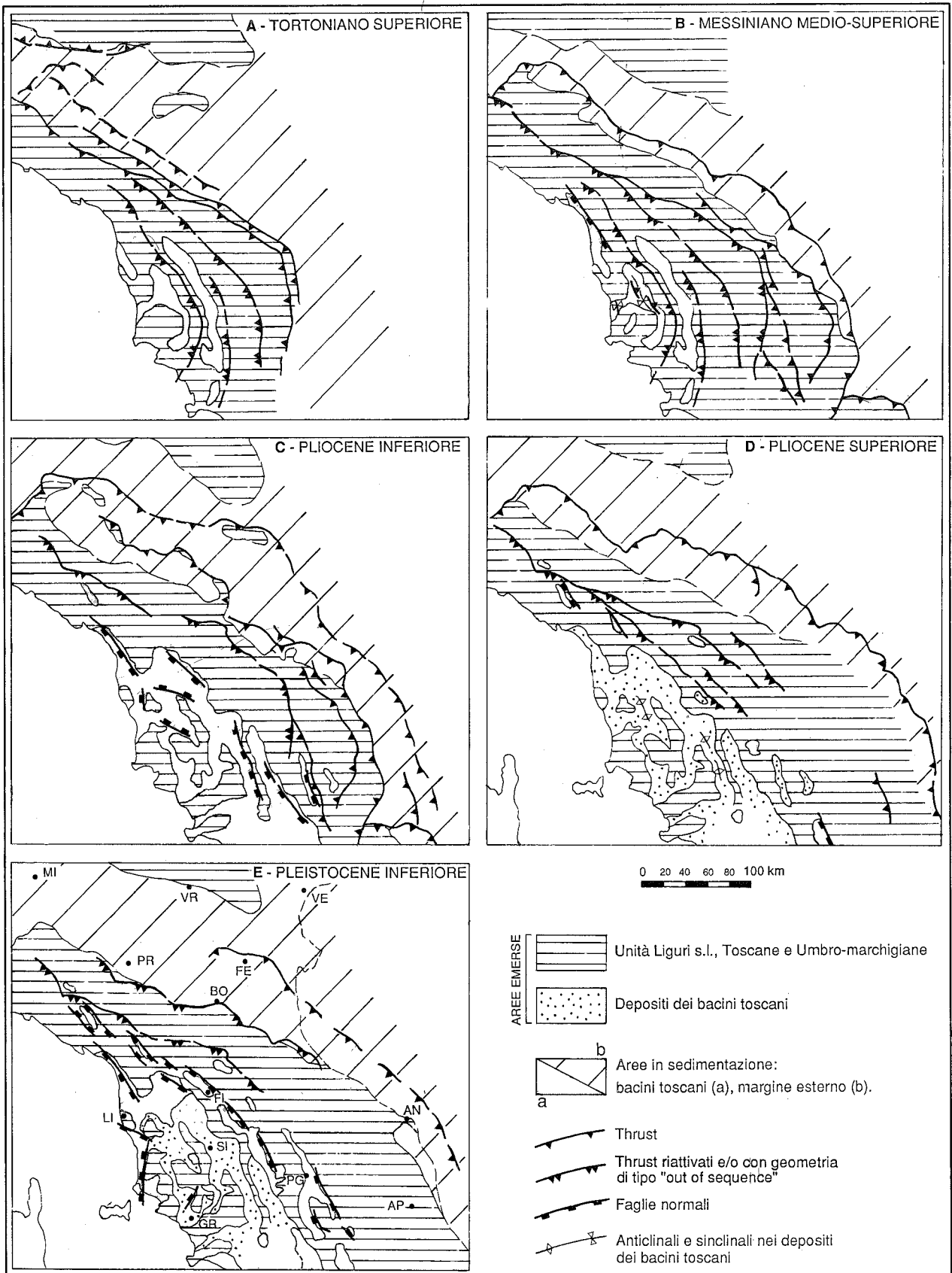


Fig. 8 - Carte paleogeografiche schematiche dal Tortoniano superiore al Pleistocene inferiore dell'Appennino Settentrionale. Per spiegazioni, vedi testo.

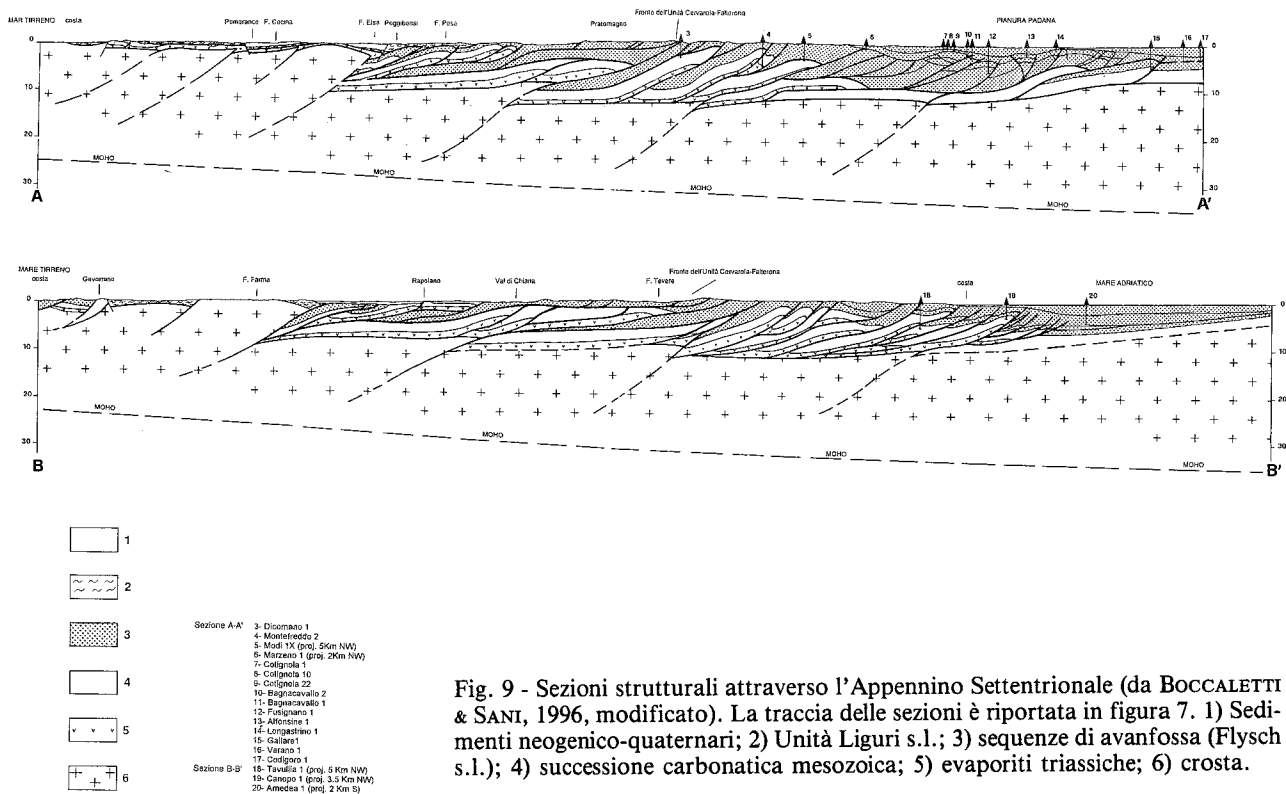


Fig. 9 - Sezioni strutturali attraverso l'Appennino Settentrionale (da BOCCALETTI & SANI, 1996, modificato). La traccia delle sezioni è riportata in figura 7. 1) Sedimenti neogenico-quadernari; 2) Unità Liguri s.l.; 3) sequenze di avanfossa (Flysch s.l.); 4) successione carbonatica mesozoica; 5) evaporiti triassiche; 6) crosta.

generale dal Tortoniano superiore al Pleistocene inferiore. I dati a disposizione sono ancora pochi, ma sufficienti ad evidenziare un articolato quadro deformativo che può riassumersi come segue. Fino a tutto il Messiniano la compressione è il regime prevalente, nell'ambito del quale si sono sviluppati, in catena, alcuni bacini. Con l'inizio del Pliocene inferiore, relativamente all'area interna rispetto all'allineamento M. Albano - M. del Chianti - M. Cetona, si imposta un regime prevalente di tipo estensionale, in conseguenza del quale si sviluppano alcuni bacini (Anqua, Siena-Radicofani, Val d'Elsa, etc.), interrotto nel Pliocene inferiore (zone a *G. margaritae* - *G. puncticulata* e a *G. puncticulata*) e nel Pliocene superiore (zona a *G. inflata*) da eventi a carattere compressivo. Ad est di questo allineamento prevale ancora il regime compressivo. Nel Pleistocene il quadro deformativo generale rimane sostanzialmente lo stesso, con estensione verso est dell'area a prevalente regime distensivo che viene a coincidere con l'allineamento dei bacini di Firenze-Prato-Pistoia, del Valdarno Superiore e della Val di Chiana; l'evento compressivo al passaggio tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio ha i suoi maggiori effetti ad est di questo allineamento, mentre internamente ad esso è evidenziato da deformazioni mesoscopiche. Dopo questa fase il regime estensionale investe un settore della catena ancora più esteso verso oriente ed inoltre, attualmente, sia le faglie attive che i meccanismi focali disponibili confermano la presenza di un regime estensionale fino, grosso modo, al fronte dei M. Sibillini (GASPARINI *et alii*, 1985; LAVECCHIA, 1988; LAVECCHIA *et alii*, 1994; CALAMITA *et alii*, 1990, 1992).

Tale quadro evolutivo pone il problema del modello deformativo, che deve essere necessariamente

riferito a tutto l'Appennino Settentrionale e, conseguentemente, ad una scala crostale, considerando che sono state messe in evidenza riattivazioni di *thrust* che coinvolgono il basamento anche in settori molto interni. La presenza di *thrust* crostali nell'Appennino Settentrionale è ben documentata su base geofisica (ARISI ROTA & FICHERA, 1985; BALLY *et alii*, 1986; CASSANO *et alii*, 1986a; CASSINIS *et alii*, 1991; MINELLI *et alii*, 1991; PONZIANI *et alii*, 1994); essi, procedendo da ovest verso est, coincidono con l'allineamento P. ta Bianca - Is. d'Elba, la Dorsale Medio-Toscana, l'allineamento Abetone - M. Cetona e, nel settore meridionale, si hanno *thrust* crostali presso Perugia e lungo l'allineamento corrispondente al *thrust* dei M. Sibillini. In un lavoro precedente (BOCCALETTI & SANI, 1996) è stata ipotizzata una relazione tra la messa in posto di questi *thrust* e le riattivazioni della copertura. Il meccanismo viene riferito ad una messa in posto degli accavallamenti di tipo *piggy-back thrust propagation* sia in copertura che a scala crostale. A causa della diversa profondità delle scaglie coinvolte e, conseguentemente, della loro diversa lunghezza, anche i tempi di messa in posto sono diversi ed in particolare più rapidi in copertura rispetto alla crosta. Questa differenza fa sì che l'attivazione di un *thrust* crostale avvenga, sulla stessa verticale, successivamente rispetto all'attivazione dei *thrust* in copertura, determinando quindi la loro riattivazione.

Seguendo questo modello ed utilizzando i dati geofisici a disposizione, sono state elaborate due sezioni regionali attraverso la Toscana meridionale fino al margine padano-adriatico (Fig. 9). Da tali sezioni si nota una notevole complessità strutturale della copertura mentre il basamento, affiorante lungo la Dorsale

Medio-Toscana, ha una struttura piú semplice. La differente entità del raccorciamento può essere compensata dalla bassa inclinazione dei *thrust* che delimitano le scaglie crostali (F. CALAMITA, *com. pers.*).

A scala maggiore tale processo potrebbe trovare una spiegazione nel modello di delaminazione della litosfera sub-crostante Appenninica, come già proposto da REUTTER *et alii* (1980) e confermato su basi petrologiche da INNOCENTI *et alii* (1992) e SERRI *et alii* (1991, 1993). Ulteriori dati geofisici (DELLA VEDOVA *et alii*, 1991) hanno consentito a BOCCALETTI & SANI (1996), di costruire una sezione litosferica dalla Corsica al Mare Adriatico attraverso l'Appennino Settentrionale, nella quale sono state distinte tre aree: una zona tirrenica caratterizzata da regime estensionale con abbondanti prodotti magmatici e sollevamento delle isoterme in corrispondenza della Toscana meridionale; un'area di transizione, attualmente interessata da un regime estensionale prevalente nel settore esterno della quale, tuttavia, la deformazione è di tipo compressivo; il fronte compressivo appenninico esterno. Seguendo l'ipotesi di BOCCALETTI & SANI (1996), l'alternanza tra le fasi compressive ed estensionali nella zona di transizione, nella quale sono situati i bacini toscani, può essere riferita rispettivamente ad un arretramento verso l'interno della deformazione compressiva e ad una progredizione verso l'esterno del fronte estensionale. Il regime prevalente che caratterizza, in un dato momento, l'area di transizione, potrebbe essere messo in relazione con variazioni della velocità relativa tra le placche, nell'ottica, comunque, di un generale processo di convergenza. Secondo questo modello l'arretramento verso le zone interne del regime compressivo sarebbe da mettere in relazione con una maggiore velocità di convergenza, mentre l'avanzamento verso est del fronte del regime estensionale potrebbe coincidere con una diminuzione della velocità relativa (BOCCALETTI & SANI, 1996).

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano sentitamente la Dr. CHIARA TANNINI per l'aiuto offerto nella realizzazione di alcune figure e l'anonimo referee per la lettura critica del manoscritto.

Pubblicazione n° 285 del Centro di studio di geologia dell'Appennino e delle catene perimediteranee del C.N.R. di Firenze.

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E. (1983) - *Schema stratigrafico della successione neoautoctona del Valdarno superiore e del bacino di Arezzo*. In: I depositi fluvio-lacustri del Valdarno superiore. Guida all'escursione del Gruppo Informale "Sedimentologia" del C.N.R. Firenze, 27-28 maggio 1983, 1-6.

AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G.B., LANDINI B. & PARISI G. (1987) - *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del fiume Tevere nell'Umbria meridionale*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **10**, 10-33.

ANADON P., CABRERA L., COLUMBO F., MARZO M. & RIBA O. (1986) - *Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain)*. In: Allen P.A. & Homewood P. (Eds.) "Foreland Basins". International Association Sedimentologists, vol. spec. **8**, 259-271.

ARISI ROTA F. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to Geo-Magnetic Provinces: the Italian case-history*. 47th EAEG Meeting, Budapest, Hungary.

AZZAROLI A. & LAZZERI L. (1977) - *I laghi del Valdarno Superiore. Nota illustrativa e Carta Geologica 1:50.000*. Pubbl. n. 26 del Centro di Studio per la Geologia dell'Appennino in rapporto alle Geosinclinali mediterranee - Firenze.

BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 213-244.

BALDI P., BERTINI G., CAMELI G.M., DECANDIA F.D., DINI I., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) - *La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1994/1, 183-193.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORDELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M.A., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I.M. (1994) - *Evoluzione geologica dell'area geotermica Tosco-Laziale durante il Plio-Pleistocene*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**, 77-134.

BARCHI M., GUZZETTI F., LAVECCHIA G., LOLLI O. & BONTEMPO R. (1988) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano: la sezione Trevi-Valle dell'Ambro*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 109-130.

BARCHI M., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1991) - *Analisi strutturale e geometrica dei bacini della media Valle del Tevere e della Valle Umbra*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 65-76.

BARCHI M., LAVECCHIA G. & MINELLI G. (1989) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano: 2. La sezione Scheggia-Serra S. Abbondio*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 69-81.

BASILICI G. (1993a) - *Il Bacino continentale Tiberino (Plio-Pleistocene, Umbria): analisi sedimentologica e stratigrafica*. Tesi di Dottorato, V ciclo, Università degli Studi di Bologna.

BASILICI G. (1993b) - *Evoluzione deposizionale del ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino (Plio-Pleistocene, Umbria): da un sistema lacustre profondo ad una piana alluvionale*. Convegno AIQUA sul tema: "Le conche intermontane", Roma 13-15 settembre 1993, riassunti, 11-13.

BEER J.A., ALLMENDINGER R.W., FIGUEROA D.E. & JORDAN T.E. (1990) - *Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. **74**, 1183-1202.

BENDKIK A., BOCCALETTI M., BONINI M., POCCIANTI C. & SANI F. (1994) - *Structural evolution of the outer Apennine chain (Firenze-Città di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagnan and Umbro-Marchean Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 515-522.

BENVENUTI M. (1993a) - *Stratigrafia e sedimentologia dei depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici dell'area nord-occidentale del Valdarno Superiore (Toscana)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**, 467-486.

BENVENUTI M. (1993b) - *Il controllo strutturale nei bacini intermontani pleistocenici dell'Appennino Settentrionale: l'esempio della successione del Mugello (Firenze)*. Convegno AIQUA sul tema: "Le conche intermontane", Roma 13-15 settembre 1993, riassunti, 15-16.

BENVENUTI M., BERTINI A. & ROOK L. (1994) - *Facies analysis, vertebrate paleontology and palynology in the late Miocene Baccinello-Cinigiano Basin (Southern Tuscany)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 415-423.

BENVENUTI M. & PAPINI M. (1992) - *Dati preliminari sulla presenza di depositi continentali pleistocenici e sulla neotettonica del settore mugellano della dorsale di M. Giovi (Firenze)*. 76ª Riunione Estiva della Soc. Geol. It., Firenze, 21-23 settembre 1992, riassunti, 164-165.

BERNINI M. & PAPANI G. (1987) - *Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il Sistema del F. Taro)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **23**, 219-240.

BERNINI M., BERTOLDI R., PAPANI G. & VESCOVI P. (1992) - *Evoluzione in regime compressivo del bacino villafranchiano di Compiano (Parma)*. Società Geologica Italiana, 76ª Riunione Estiva "L'Appennino Settentrionale", Firenze, 21-23 settembre 1992, Riassunti, 218-219.

BERNINI M., BERTOLDI R., PAPANI G. & VESCOVI P. (1994) - *Evoluzione in regime compressivo del bacino villafranchiano di Compiano (Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**, 155-171.

BERNINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F. & TORELLI L. (1990) - *Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 577-589.

- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, Vol., Spec., 1991/1, 155-178.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1991) - *Liguridi, mélanges e tettoniti nel Complesso Caotico lungo la "linea del Sillaro" (Appennino settentrionale, Province di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 387-415.
- BETTINI P., BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G., ROSSELLI S. & SANI F. (1990) - *Indizi di episodi compressivi pleistocenici nell'Appennino Settentrionale. Dati preliminari*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 125-128.
- BILLI P., MAGI M. & SAGRI M. (1987) - *Coarse-grained low-sinuosity river deposits: example from plio-pleistocene Valdarno basin, Italy*. Soc. Econom. Pal. Min., 197-203.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 201-216.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - *Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean*. Nature, **252**, 18-21.
- BOCCALETTI M. & SANI F. (1996) - *Reactivations and out-of-sequence thrust-faulting related to basement involvement in the Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines*. Submitted to Tectonics.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995) - *Nuove ipotesi sulla genesi e l'evoluzione dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive neogenico-quadernarie dell'Appennino settentrionale*. Atti del convegno "Rapporti Alpi-Appennino" Polino R. & Sacchi R. Editori. Scritti e Docum. Accad. Naz. delle Scienze, **14**, 229-262.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino toscano-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giornale di Geologia, ser. 3, **48**, 227-233.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MANNORI M.R., MARTINELLI P. & SANI F. (1987) - *La deformazione fragile, mesoscopica, dei depositi pleistocenici della bassa Val di Cecina, in Toscana*. Acta Naturalia de l' "Ateneo Parmense", **23**, 253-264.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1992) - *Late Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines*. Annales Tectonicae, **6**, 214-230.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1994a) - *L'area toscano-laziale come dominio di transizione tra il bacino tirrenico ed i thrusts esterni: rassegna di dati mesostrutturali e possibili relazioni con le discontinuità del "ciclo neautoctono"*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**, 9-22.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **77**, 41-50.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**, 7-38.
- BOCCALETTI M., MORATTI G. & SANI F. (1994b) - *Carta strutturale schematica della Toscana*. Scala 1:400.000. ARCA, Firenze, 1994.
- BONINI M. (1995) - *Analisi strutturale ed evoluzione tettonica dei bacini continentali (Plio-Pleistocene) Tiberino e di Rieti (Province di Perugia, Terni e Rieti)*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Firenze, 83 pp., 1995.
- BONINI M., MORELLI M. & SANI F. (1991) - *Carta geologico-strutturale dell'area compresa tra Firenzuola e Bocca Trabaria*. Scala 1:100.000. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato. Roma, 1991.
- BONINI M. & SANI F. (1992) - *Escursione B5 - Trasversale dalla Toscana meridionale ai fronti esterni del Cervarola e della Marnoso-Arenacea*. 2° Giorno. In: Guida alle escursioni post-congresso. 76ª Riunione Estiva della Società geologica Italiana 24-26 settembre 1992, pp. 295-307.
- BONINI M. & SANI F. (1993) - *Analisi strutturale dei depositi pleistocenici dell'area di Firenze e di Rignano sull'Arno (Valdarno Superiore), con considerazioni generali sulle deformazioni quadernarie dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 573-593.
- BONINI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G. & VALERI G. col contributo di CERTINI L. (1994) - *The intramessian angular unconformity within the Radicondoli syncline (Siena, Tuscany, Italy): structural and biostratigraphical preliminary data*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 501-507.
- BONINI M. & MORATTI G. (1995) - *Evoluzione tettonica del bacino neogenico di Radicondoli - Volterra (Toscana Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 549-573.
- BOSSIO A., CERRI R., COSTANTINI A., GANDIN A., LAZZAROTTO A., MAGI M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SAGRI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992) - *I bacini distensivi neogenici e quadernari della Toscana*. In: Guida alle escursioni post-congresso, 76ª Riunione Estiva della Società Geologica Italiana, Firenze, 24-25-26 settembre 1992, 199-277.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. F. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 17-98.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G. F. & SANDRELLI F. (1994) - *Il Bacino di Volterra: notizie preliminari sull'evoluzione della sua area centro-meridionale durante il Pliocene*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1994/1, 19-31.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1991) - *Notizie preliminari sul Pliocene del bacino del medio Ombrone e della zona di Roccastrada*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **98**, 259-269.
- BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1995) - *Evoluzione del campo degli sforzi e storia deformativa nell'area dei Monti Martani (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 155-176.
- BROZZETTI F., LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1991) - *Presentazione di alcuni aspetti tettonico-strutturali e petrologici del distretto ultra-alcalino umbro-laziale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/2, 327-337.
- BRUNI P. (1973) - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino Bolognese tra le valli dell'Idice e del Sarnero*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 157-185.
- BURBANK D.W. & RAYNOLDS R.G.H. (1988) - *Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: applications to the northwestern Himalaya*. In: Kleinspehn K.L. & Paola C. (Eds.) "Frontiers in sedimentary geology - New perspectives in basin analysis", Springer-Verlag, New York, 331-351.
- BUTLER R.W.H. (1982) - *The terminology of structures in thrust belts*. J. Struct. Geol., **4**, 239-245.
- BUTLER R.W.H. (1987) - *Thrust sequences*. J. Geol. Soc. London, **144**, 619-634.
- BUTLER R.W.H. & GRASSO M. (1993) - *Tectonic controls on base-level variations and depositional sequences within thrust-top and foredeep basins: examples from the Neogene thrust belt of central Sicily*. Basin Research, **5**, 137-151.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1982) - *Contributo alle conoscenze strutturali dell'Appennino Umbro-marchigiano: la tettonica polifasata*. Studi Geol. Camerti, **7**, 7-15.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 311-316.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994b) - *Structural styles, chronology rates of deformation and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (Central Apennines, Italy)*. Tectonics, **13**, 873-881.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. **1**, 295-314.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & PIZZI A. (1995) - *Evoluzione geomorfologica e strutturale plio-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il Preappennino umbro e la costa adriatica*. Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino, Camerino, 9-10 febbraio 1995, Riassunti, 51-53.
- CALAMITA F., PIERANTONI P.P. & ROMANO A. (1994a) - *La "virgazione" Umbro-Sabina (Appennino centrale): assetto strutturale e cronologia della deformazione*. 77ª Riunione Estiva della

- Società Geologica Italiana - Congresso Nazionale "Geologia delle aree di avampaese", Bari, 26-28 settembre 1994, Riassunti, 84-86.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992) - *I "fasci" di faglie recenti ed attive di M. Vettore-M. Bove e di M. Castello-M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1, 81-95.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M., con la collaborazione di DI LORITO L. (1986a) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. "La geologia delle Marche", 35-55.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F., con la collaborazione di CRISTALLINI C. e DI LORITO L. (1986b) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. "La geologia delle Marche", 61-81.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex*. Tectonics, 9, 1275-1303.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., OGGIANO G. (1995a) - *Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terra Nova, 7, 128-137.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F. A., FANTOZZI P. L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MARTELLI L., MARTINEZ-RIUS A. & TAVARNELLI E. (1995b) - *Relazione fra strutture di compressione e di distensione lungo due sezioni bilanciate nell'Appennino settentrionale*. Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino, Camerino, 9-10 febbraio 1995, Riassunti, 272-273.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G., KLIGFIELD R. & MECCHERI M. (1992) - *Tettonica di crosta media e di crosta superiore nelle Alpi Apuane: un modello per l'interpretazione dei profili sismici a riflessione dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 2, 211-225.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialico delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 93-100.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986a) - *Pianura Padana. Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP Spec. Publ. 73th Geol. Soc. of Italy National Congress, Rome, 27 pp.
- CASSANO E., FICHERA R. & ARISI ROTA F. (1986b) - *Rilievo aeromagnetico dell'Italia. Alcuni risultati interpretativi*. Pubbl. AGIP -5° Congresso C. N. R., Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma, 17-19 novembre 1986, 16 pp.
- CASSINIS R., PIALI G., BROGGI M. & PROSPERI M. (1991) - *Dati gravimetrici a grande scala lungo la fascia del profilo: interrogativi sull'assetto della crosta e del mantello*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1, 41-47.
- CASTELLARIN A. & PINI G.A. col contributo di BORSETTI A.M. e RABBI E. (1987) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico-padano (Appennino Bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 459-477.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B., con un contributo di RABBI E., PINI G.A. & CRESTANA G. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., ser.3, 47, 47-76.
- CATTUTO C., CONTI M. A., NICOSIA U. & PARISI G. (1979) - *Relazione sulla neotettonica dei fogli 130, 131, 137 e 138*. In: Nuovi contributi alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia. C.N.R., P.F. Geodinamica, pubbl. n° 251, 13-28.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N. (1989) - *La fase tettonica del Pliocene inferiore nel settore nord orientale delle Colline Livornesi in Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, 96, 59-80.
- CERRINA FERONI A., MORATTI G. & PLESI G. (1983) - *Evidenze di episodi compressivi messiniano-pliocenici alternati alla tettonica di distensione nella Toscana sud-occidentale, emerse dall'analisi mesostrutturale*. In: Atti della Riunione su "Meccanismi deformativi nelle catene perimediteranee: stato di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse", Firenze, 5 dicembre 1983, 35-42, Centro Stampa Palagi, Firenze.
- CHANNEL J.E.T. & MARESCHAL J.C. (1989) - *Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift*. In: "Alpine tectonics", edited by Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G., Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 285-302.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1990) - *Sovrascorimenti e strutture associate dell'alto Appennino emiliano fra il Passo di Lagastrello e il M. Cimone*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1, 99-108.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991) - *Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo di Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'unità di Canetolo e le liguridi*. Boll. Serv. Geol. It., 46, 139-163.
- COLALONGO M. L., DONDI L., D'ONOFRIO S. & IACCARINO S. (1982) - *Schema biostratigrafico a foraminiferi per il Pliocene e il basso Pleistocene dell'Appennino settentrionale e della Pianura padana*. In: "Guida alla geologia del margine appenninico-padano", a cura di Cremonini G. e Ricci Lucchi F., S.G.I. - Guide Geologiche Regionali, 121-122.
- CONTI M.A. & GIROTTI O. (1977) - *Il Villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico*. Geol. Romana, 16, 67-80.
- CONTI M.A., CORDA L., DE RITA D., FUNICIELLO R., SALVINI F. & SPOSATO A. (1980) - *Sintesi dei dati di neotettonica del Lazio settentrionale (fogli 1336, 137, 138, 143 e 144)*. In: Contributi preliminari alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia. C.N.R., P.F. Geodinamica, pubbl. n° 356, 1-21.
- CONTI M.A., GIROTTI O., CARBONI M.G., ESU D. & MARCHETTI L. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 137 (Viterbo) e 138 (Terni p. p.)*. In: Contributi preliminari alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia. C.N.R., P.F. Geodinamica, pubbl. n° 155, 7-19.
- CREMONINI G. & ELMI C. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, foglio 98 - Vergato*, 51 pp.
- DE GIULI C. (1983) - *Aspetti paleontologici della successione del Valdarno Superiore e del bacino di Arezzo*. Guida all'escursione del Gruppo Informale "Sedimentologia" del C.N.R. Firenze, 27-28 maggio 1983, 19-23.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the Sillaro Line*. Geol. Ultraiectina, 19, 1-98.
- DEL CAMPANA I. (1993) - *Il bacino neogenico di Volterra: confronto tra dati di campagna e di sottosuolo*. Tesi di Laurea inedita dell'Università degli Studi di Firenze, 71 pp.
- DELLA VEDOVA B., MARSON I., PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1991) - *Upper mantle properties of the Tuscan-Tyrrhenian area: a framework for its recent tectonic evolution*. Tectonophysics, 195, 311-318.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giornale di Geologia, ser. 3, 48/1-2, 197-225.
- ELTER F.M. & SANDRELLI F. (1994) - *La fase post-nappe nella Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, 37, 173-193.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., 17, 3-18.
- ENGESSER B. (1989) - *The Late Tertiary small mammals of the Maremma region (Tuscany, Italy)*. II part: *Muridae and Cricetidae (Rodentia, Mammalia)*. Boll. Soc. Paleont. It., 29, 227-252.
- FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANI F. (1994) - *Stratigraphic and structural considerations on the evolution of the Tuscan domain since Early Lias to Tortonian*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 31-50.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault plane solution and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, 117, 59-78.
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D. (1987) - *Evoluzione plio-quaternaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura. Note illustrative alla carta geologica*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 375-431.
- GELATI R., ROGLEDI S. & ROSSI M.E. (1987) - *Significance of the Messinian unconformity-bounded sequences in the apenninic margin of the padan foreland basin, northern Italy (preliminary results)*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 319-323.
- GEMINA (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Roma, 61-75.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1958) - *Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana marittima*. Boll. Soc. Geol. It., 77, 147-170.
- GRASSO M. & BUTLER R.W.H. (1991) - *Tectonic controls on the disposition of Late Tortonian sediments in the Caltanissetta basin of central Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., 47, 313-324.
- GREGORI L. & CATTUTO C. (1986) - *Elementi geomorfologici ed episodi di tettonica recente nei dintorni di Spoleto (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., 105, 173-184.

- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. & CASERO P. (1994) - *Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and palaeostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. Jour. Struct. Geol., **16**, 159-173.
- IACCARINO S. & PAPANI G. (1980) - *Il Messiniano dell'Appennino Settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene*. Volume dedicato a Sergio Venzo, Università degli Studi di Parma, 15-46.
- IACCARINO S., VERNIA L., BATTINI P. & GNAPPI G. (1994) - *Osservazioni stratigrafiche sul bordo orientale del Bacino di Radiconfani (Toscana meridionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**, 151-168.
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992) - *Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: thirty years after Marinelli's model*. Acta Vulcanologica, Marinelli Volume, **2**, 247-265.
- LANDI B., SANI F., TANINI C. & CAROBBI S. (1996) - *Evoluzione geologico-strutturale del bacino di Cinigiano-Baccinello (Toscana meridionale)*. Questo volume.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LAVECCHIA G., BARCHI M., BROZZETTI F. & MENICCHETTI M. (1994) - *Sismicità e tettonica nell'area umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 483-500.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1987) - *Contraction and extensional tectonics along the transect Trasimeno Lake-Pesaro*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B., Vai G.B. (Eds.), "The lithosphere in Italy: Advances in Earth Sciences Research", Accad. Naz. Lincei, Roma, 143-166.
- LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1991) - *Structural features of the Ligutiferous Basin of Santa Barbara, Upper Valdarno Area*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 459-467.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1976) - *Geologia dell'alta Val di Cecina*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 6, 1365-1478.
- LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1977) - *Stratigrafia e assetto tettonico delle formazioni neogeniche nel bacino del Casino (Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 747-761.
- LOSACCO U. (1963) - *Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena del Pratomagno*. Boll. Soc. Geol. It., **82**, 2, 291-404.
- MAGI M. (1989) - *Carta geologica della conoide di Loro Ciuffenna (Valdarno superiore)*. Scala 1:10.000. SELCA, Firenze.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 21-42.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte dal Complesso di M. Modino e trascinate alla base delle Unità Subligure e Liguri: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino reggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 171-191.
- MARTINI I.P. & SAGRI M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy*. Earth Science Reviews, **34**, 197-233.
- MAZZANTI R. (1961) - *Geologia della zona di Montaione tra le Valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 37-126.
- MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 105-138.
- MAZZANTI R. & NENCINI C. (1986) - *Geologia della Val d'Era*. Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, **7**, 1-37.
- MAZZANTI R., MAZZEI R., MENESINI E. & SALVATORINI G. (1981) - *L'Arenaria di Ponsano: nuove precisazioni sull'età*. In: IX Congresso della Società Paleontologica Italiana, Pisa, 3-8 ottobre 1981, 135-159.
- MAZZANTI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia della zona di Montecatini Val di Cecina in provincia di Pisa*. Boll. Soc. Geol. It., **82**, 1-67.
- MAZZEI R., PASINI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1980) - *L'età dell' "Arenaria di Ponsano" della zona di Castellina Scalo (Siena)*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 63-72.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, 95-382.
- MERLA G. & ABBATE E. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, foglio 114 "Arezzo"*. Servizio Geologico d'Italia.
- MIGLIORINI C.I. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**, 29-142.
- MINELLI G., PIALLI G. & SCARASCIA S. (1991) - *Revisione dei profili crostali nell'area dell'Appennino settentrionale interessata dal profilo CROP 03*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. **1**, 91-98.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, ser. III, **1**, 203 pp.
- PASQUARÈ G., CHIESA S., VEZZOLI L. & ZANCHI A. (1983) - *Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 145-157.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1985) - *Struttura geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. In: Atti del Seminario "Progetto Cartografia Geologica", Regione Emilia-Romagna, Bologna, 22-23 febbraio 1985.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B., Vai G.B. (Eds.) "The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research". Atti dei Convegni dei Lincei, **80**, 157-176.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 587-603.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1978) - *Utilizzazione delle strutture stilolitiche per l'interpretazione di un'anticlinale post-messiniana nella Toscana meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 289-296.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1980) - *Un episodio di raccorciamento interposto tra fasi di distensione nel calcare di Rosignano (neoautoctono) del bacino della Fine (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 175-181.
- PICCARDI L. (1993) - *Tettonica attiva in Appennino centrale e meridionale: esempi dal Bacino del Fucino e area Iripina*. Tesi di Dottorato, V ciclo, Università degli Studi di Firenze, 153 pp.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. C.N.R. - P.F. Geodinamica, pubbl. n. **414**, 13 pp.
- PIZZIOLO M. & RICCI LUCCHI F. (1991) - *Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligomiocenici dell'Appennino Settentrionale (Zona del Casentino)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 287-300.
- PLATT J. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 1037-1053.
- PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Contributo alla conoscenza delle deformazioni del Neoauctono della Toscana: segnalazione di due fasi di raccorciamento attraverso lo studio degli stiloliti impressi su ciottoli*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 15-25.
- PONZIANI F., DE FRANCO R., MINELLI G., BIELLA G., FEDERICO C. & PIALLI G. (1994) - *Caratteristiche della crosta dell'Appennino settentrionale in base alla revisione dei dati dei profili N-C-S e B-C-A della campagna DSS del 1978*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. **1**, 151-162.
- REUTTER K.J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines*. Tectonophysics, **64**, T1-T9.
- RIBA O. (1976) - *Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation*. Sedim. Geol., **15**, 213-233.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 105-139.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico*. In: Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide Geologiche Regionali della Soc. Geol. It., 17-46.
- SAGRI M. (1991) - *Evoluzione sedimentaria e tettonica del bacino fluvio-lacustre del Valdarno Superiore*. Mem. Valdarnesi, **157**, serie VII, VII, 13-21.
- SAGRI M., MARTINI I.P., BENVENUTI M. & MAGI M. (1994) - *Basin fill architecture of the Neogene-Quaternary extensional basins in the Northern Apennines*. 15th IAS Regional Meeting, Aprile 1994, Ischia, Italy. Excursion B4, 41-74.

- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 232-237.
- SANESI G. (1965) - *Geologia e morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello (FI)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 3, 169-252.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993) - *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy*. Tectonophysics, **223**, 117-147.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area toscolaziale-umbra: implicazioni su modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. **1**, 429-463.
- SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia della zona di Chianni-Laiatico-Orciatice (Prov. di Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **82**, 219-290.
- TORRE D., ALBIANELLI A., AZZAROLI A., FICCARELLI G., MAGI M., NAPOLEONE G. & SAGRI M. (1993) - *Paleomagnetic calibration of Late Villafranchian mammalian faunas from the Upper Valdarno, Central Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 335-344.
- TREVISAN L. (1952) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e del salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, 65-78.
- VAI G.B. (1987) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 95-105.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone valley*. In: C. De Giuli & G.B. Vai (Eds.) "Fossil vertebrates in the Lamone valley, Romagna Apennines". Field trip guidebook., 7-37.