

**RELAZIONI TRA IL BACINO BALEARICO, IL TIRRENO SETTENTRIONALE
E L'EVOLUZIONE NEOGENICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE(***)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 255
ABSTRACT	” 255
INTRODUZIONE	” 256
BACINO BALEARICO	” 257
MASSICCIO SARDO-CORSO	” 259
MARGINE OCCIDENTALE DEL TIRRENO SETTENTRIONALE	” 259
BACINO DEL TIRRENO SETTENTRIONALE	” 260
MARGINE ORIENTALE DEL TIRRENO SETTENTRIONALE: LA TOSCANA	” 260
L'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	” 261
IL PASSAGGIO OLIGOCENE-MIOCENE NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE	” 263
L'EVOLUZIONE MIO-PLIOCENICA DEL SETTORE INTERNO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE	” 263
RELAZIONI FRA IL SETTORE INTERNO ED ESTERNO DELL'APPENNINO SET- TENTRIONALE	” 266
CONCLUSIONI	” 266
BIBLIOGRAFIA	” 266

RIASSUNTO

In questa nota viene proposto un possibile schema evolutivo per l'area compresa tra il Bacino Balearico e l'Appennino settentrionale a partire dall'Oligocene. Nella Corsica nord-orientale è documentata fino all'Oligocene, una tettonica compressiva responsabile dell'accavallamento di unità ophiolitiche e continentali sul basamento paleozoico del Massiccio Sardo-Corso. Questo basamento, sia in Sardegna che nella Corsica ercinica, è interessato da un importante sistema di faglie trascorrenti sinistre che coinvolge conglomerati oligocenici e la cui attività è connessa alla coeva tettonica compressiva della Corsica nord-orientale. Lungo le faglie trascorrenti si sviluppano importanti *flower-structures* e bacini transtensivi caratterizzati da sedimentazione di tipo continentale. Queste strutture sono sature dai depositi della trasgressione marina burdigaliana ("Rift Sardo"), coeva con l'oceanizzazione del Bacino Balearico, fenomeno responsabile della deriva del Massiccio Sardo-Corso a partire dal margine continentale della Placca Iberica. Sedimenti del Burdigaliano poggiano discordanti e trasgressivi anche sul *core complex* del Tenda (Corsica nord-orientale) ed affiorano nell'isola di Pianosa, dove costituiscono la porzione inferiore della potente sequenza sedimentaria miocenica del Bacino Corso, delimitato verso ovest da una *master fault* estensionale. Nell'Appennino settentrionale lo sviluppo della fase collisionale può essere attribuito all'Oligocene-Aquitano sulla base di dati geocronologici e stratigrafici relativi alle strutture compressive e considerando che il *core complex* delle Alpi Apuane e la "Serie Ridotta" della Toscana meridionale sono legati ai fenomeni distensivi post-collisionali che si sviluppano dal Burdigaliano-Langhiano.

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Siena.

(**)Istituto Policattedra Geologico-Mineralogico - Università di Sassari.

(***)Finanziamento C.N.R. 94.00181.

Ne consegue che la tettonica distensiva ha interessato pressoché contemporaneamente il Bacino Balearico, il Bacino del Tirreno settentrionale e l'Appennino settentrionale. Quindi la deriva del Massiccio Sardo-Corso non può essere considerata la causa della collisione continentale che ha determinato l'Appennino settentrionale in quanto coeva con l'estensione post-collisionale della catena. L'evoluzione neogenica dell'Appennino settentrionale deve quindi trovare una sua spiegazione nel quadro della tettonica distensiva post-collisionale. Lo sviluppo della tettonica distensiva nella Toscana è caratterizzato da tre eventi deformativi: il primo del Burdigaliano-Langhiano, il secondo del Serravaliano-Messiniano sup. ed il terzo del Pliocene-Attuale. L'evento distensivo più antico è caratterizzato dallo sviluppo di faglie dirette che tendono ad orizzontalizzarsi nel livello di scollamento delle evaporiti triassiche. Nei livelli sottostanti, la deformazione distensiva si è sviluppata in regime duttile e/o semi-duttile. A questo evento viene attribuita l'esumazione del core complex delle Alpi Apuane e lo sviluppo della "Serie Ridotta" nella Toscana meridionale. Il secondo evento distensivo è caratterizzato da faglie dirette che tendono ad orizzontalizzarsi in corrispondenza del livello delle filladi paleozoiche. Il terzo evento distensivo è invece caratterizzato dalle faglie dirette che delimitano le fosse tettoniche plioceniche della Toscana meridionale e che si esauriscono in corrispondenza dell'attuale passaggio fra il dominio fragile e quello duttile, segnalato dalla fascia di taglio sismogenetica delimitata al tetto da una importante riflessione sismica nota come orizzonte K. La profondità di questa fascia di taglio sismogenetica varia nella Toscana da circa 4 km, nella zona di Larderello fino a circa 10 km nel Bacino di Siena. Alla profondità di 10 km si colloca nell'Umbria-Marche una importante superficie sismogenetica che può essere quindi considerata come il prolungamento orientale della zona di taglio al passaggio fra il dominio fragile e quello duttile. In questa ipotesi il passaggio reologico risulterebbe cinematicamente attivo sia nel settore occidentale che orientale dell'Appennino settentrionale, suggerendo così la presenza di una comune superficie di scollamento e di un meccanismo unitario di deformazione, responsabile delle strutture distensive della Toscana e di quelle compressive nell'Umbria-Marche. Viene infine proposta una ipotesi evolutiva dell'Appennino settentrionale che vede nella dissipazione della radice sialica precedentemente ispessitasi, nel sollevamento, esumazione ed assottigliamento litosferico uno dei principali meccanismi che determinano la migrazione verso le zone esterne delle strutture di raccorciamento.

ABSTRACT

An Oligocene and Neogene evolutive scheme for the area comprised between the Balearic Basin and the Northern Apennines is proposed. In northeastern Corsica, thrusting of ophiolitic and continental units over the hercynian basement of the Corsica-Sardinia Massif is recognized until Oligocene. In Corsica and Sardinia, the hercynian basement is affected by an important left-lateral strike-slip fault system involving Oligocene conglomerate and breccia. The activity of this fault system is controlled by the coeval compressive tectonics of northeastern Corsica. Along the faults

flower-structures and transtensive basins characterized by continental deposition are developed. These structures are sutured by Burdigalian marine deposits which are related to the "Sardinian Rift" and are coeval with the drifting stage of the Balearic Basin and the counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia Massif. Burdigalian marine sediments are also recognized along the margins of the Balearic Basin, unconformably overlay the Tenda core complex (northeastern Corsica) and crop out in the Pianosa island (eastern margin of the Corsica Basin). These latter correspond to the lower part of the thick Miocene sequence of the Corsica Basin which is bounded to the west by an extensional master fault. In the Northern Apennines geochronological and stratigraphic data allow to refer the compressive structures linked to the collisional stage to the Oligocene-Aquitainian interval. These data are confirmed taking in account that the Alpi Apuane metamorphic core complex and the "Serie Ridotta" of southern Tuscany are connected to the post-collisional extensional tectonics starting during Burdigalian-Langhian. It follows that extensional tectonics affected simultaneously the Balearic Basin, the Northern Tyrrhenian Sea and the Northern Apennines, and therefore the counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia Massif cannot be regarded as the driving process which determined the continental collision of the Northern Apennines. The Neogene evolution of the Northern Apennines must therefore be explained in the framework of the post-collisional extensional tectonics. The development of extensional tectonics in Tuscany is characterized by three deformation episodes; the first of Burdigalian-Langhian age, the second of Serravallian-Late Messinian age and the third of Pliocene-present day age. The oldest episode is characterized by the development of normal faults which flatten in the decollement horizon represented by the triassic evaporites. Below this horizon, extensional deformation developed under ductile or semi-ductile conditions. The exhumation of the Alpi Apuane metamorphic core complex and the development of the so-called "Serie Ridotta" phenomenon in southern Tuscany are referred to this extensional event. The second extensional episode is characterized by listric normal faults which flatten within a decollement horizon represented by Palaeozoic phyllites. The third extensional episode is characterized by listric normal faults which bound the Pliocene tectonic depressions of southern Tuscany and which flatten within the present day brittle-ductile transition zone: the latter is represented by the seismogenetic shear zone whose top is bounded by an important seismic reflector known as "K horizon". The depth of this seismogenetic shear zone in Tuscany ranges from 4 Km, in the Larderello area, to about 10 Km in the Siena Basin. At the same 10 Km depth the Umbria-Marche Apennines are underlain by an important seismogenetic surface, which can be regarded as the eastward continuation of the shear zone located at the brittle/ductile transition. According to this hypothesis, the tectological transition would result kinematically active in both the western and eastern sectors of the Northern Apennines, thus suggesting the occurrence of a common detachment surface and a unitary deformation mechanism responsible for both the extensional features of Tuscany and the contractional features of Umbria-Marche. It is finally presented for the Northern Apennines a hypothetical evolutive model which envisages the dissipation of the previously thickened sialic root as one of the main driving mechanisms for the eastward migration of the contractional structures.

PAROLE CHIAVE: Appennino settentrionale, Massiccio Sardo-Corso, Oligocene-Miocene, Evoluzione post-collisionale.

KEY WORDS: Northern Apennines, Corsica-Sardinia Massif, Oligocene-Miocene, Post-collisional evolution.

INTRODUZIONE

L'Appennino settentrionale (Fig. 1) è considerata una catena derivata dalla collisione fra la microplacca Adriatica ed il continente europeo, rappresentato dal Massiccio Sardo-Corso (BOCCALETTI *et alii*, 1971; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; SCANDONE, 1979; AUBOUIN *et alii*, 1980; MANTOVANI *et alii*, 1985; CASTELLARIN *et alii*, 1992).

Esistono due ipotesi fondamentali sulle relazioni tra il Massiccio Sardo-Corso e le catene alpina ed appenninica:

a) la prima considera l'edificio a falde della Corsica nord-orientale l'avampaese della catena alpina ("Corsica alpina"). Solo dall'Oligocene, durante la subduzione della litosfera di pertinenza adriatica, il Massiccio Sardo-Corso avrebbe funzionato come retropaese della catena appenninica (BOCCALETTI *et alii*, 1971; MATTAUER & PROUST, 1976; DURAND-DELGA, 1984);

b) la seconda ipotesi interpreta le falde della Corsica orientale come strutture da riferire alla deformazione del prisma di accrezione, prodotto dalla subduzione della microplacca Adriatica sotto il Massiccio Sardo-Corso, con sviluppo contemporaneo di unità vergenti sia verso il margine europeo sia verso il margine adriatico (TREVES, 1984; PRINCIPI & TREVES, 1984). In questa ipotesi il Massiccio Sardo-Corso avrebbe costituito il retropaese della catena appenninica fin dall'inizio della subduzione del Bacino Ligure-Piemontese.

E' generalmente accettato che il Bacino Balearico ed il Tirreno settentrionale si siano sviluppati in tempi successivi, rispettivamente all'Oligocene superiore-Miocene inferiore ed al Miocene superiore. Il Bacino Balearico è interpretato come un bacino di retroarco legato al processo di subduzione della crosta oceanica del Bacino Ligure, al di sotto del Massiccio Sardo-Corso.

Il bacino tirrenico, invece, è stato interpretato, come bacino di retroarco (BOCCALETTI *et alii*, 1971; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972) oppure, più recentemente, come espressione del processo di delaminazione ed affondamento del mantello litosferico della microplacca Adriatica (REUTTER *et alii*, 1980; ROYDEN *et alii*, 1987; PATACCA & SCANDONE, 1989; SERRI *et alii*, 1991). Queste ipotesi sono comunque in accordo nel ritenere che la tettonica compressiva abbia agito fino al Tortonianiano e che solo a partire dal Tortonianiano superiore, nel settore interno dell'Appennino settentrionale, si siano sviluppati processi distensivi che hanno portato alla formazione del bacino tirrenico.

La recente attribuzione ad un regime distensivo delle deformazioni duttili sin-metamorfiche connesse allo sviluppo del duomo apuano (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) e delle imponenti elisioni della struttura a falde dell'Appennino (LAVECCHIA *et alii*, 1984; BERTINI *et alii*, 1991) implica che la collisione continentale si sia conclusa all'Oligocene superiore-Aquitainiano e che la tettonica distensiva sia iniziata al Miocene inferiore. In questo nuovo scenario, il Bacino Balearico e il Tirreno settentrionale possono essere interpretati come bacini sviluppatasi in regime distensivo successivo alla collisione appenninica. In questo lavoro proponiamo che l'evoluzione tettonica, dal dominio sardo-corsoprovenzale all'avampaese adriatico, possa essere interpretata come risultato di:

a) convergenza con subduzione di crosta oceanica al di sotto della Placca Iberica a partire dal Cretaceo superiore;

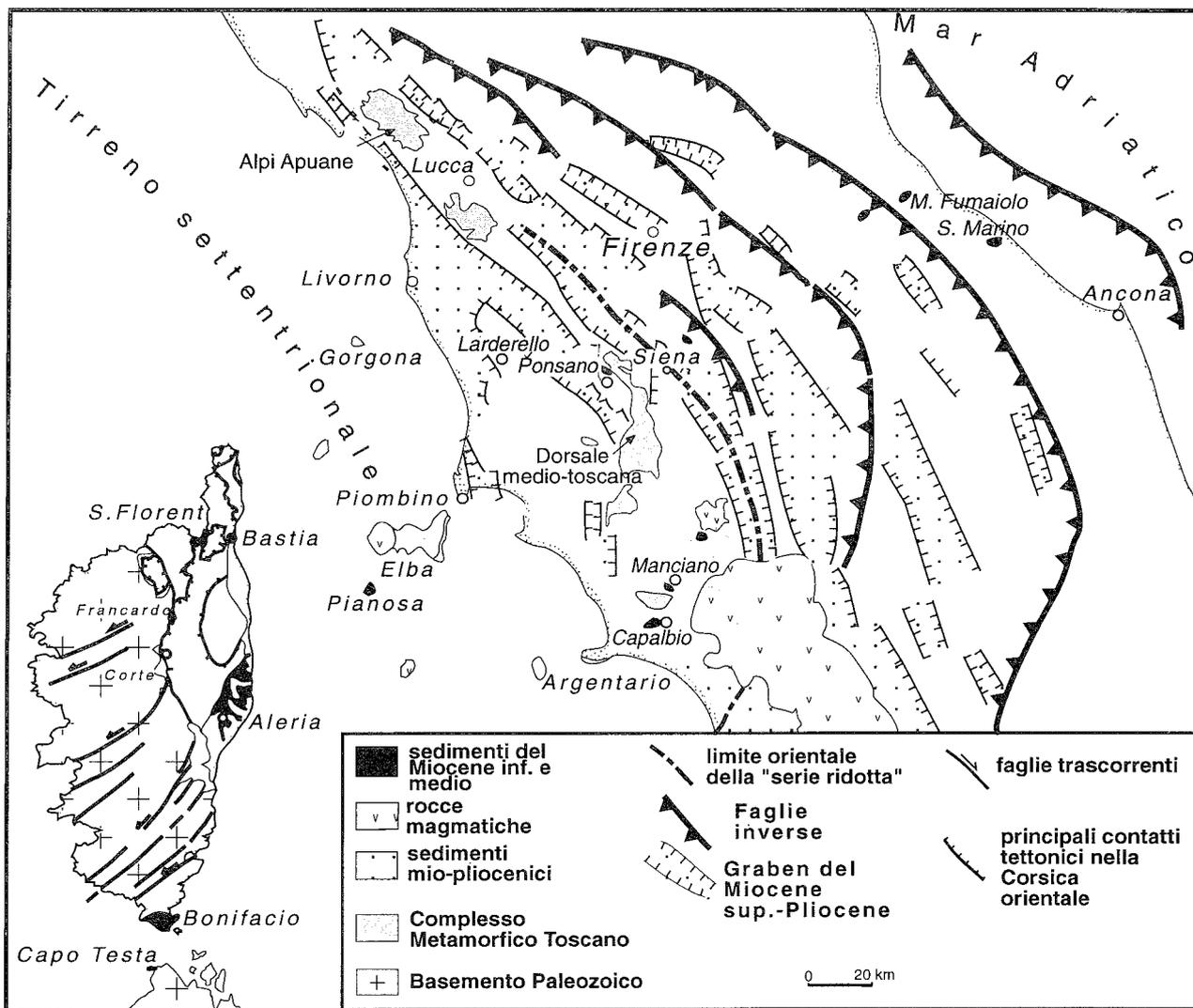


Fig. 1 - Schema geologico-strutturale della Corsica e dell'Appennino settentrionale.

b) collisione continentale oligocenica, con sviluppo di zone di taglio ensialiche fino all'Oligocene superiore-Aquitaniense;

c) distensione iniziata a partire almeno dal Burdigaliano, su tutto il settore compreso fra il Balearico e la parte interna dell'Appennino settentrionale.

Riassumeremo di seguito i principali lineamenti stratigrafico-strutturali oligo-miocenici che, a partire dal Bacino Balearico verso est, caratterizzano i settori implicati nell'evoluzione dell'Appennino settentrionale; inoltre esporremo alcune considerazioni sullo sviluppo delle relazioni fra strutture distensive e compressive che caratterizzano rispettivamente i settori interni ed esterni dell'Appennino settentrionale.

BACINO BALEARICO

In corrispondenza dei margini continentali che delimitano il Bacino Balearico sono presenti successioni sedimentarie oligo-mioceniche (Fig. 2) che vengono comunemente correlate a fenomeni di *rifting*. Esempi di tali successioni, discordanti sul substrato, sono note sul margine occidentale del bacino, sulla piattaforma di Minorca, lungo il margine meridionale della Provenza (Golfo

del Leone, canyons di St. Tropez e di Stoechades; MAUFFRET *et alii*, 1982; REHAULT *et alii*, 1984; GORINI *et alii*, 1993) e sul margine orientale del Bacino Balearico (Golfo dell'Asinara, THOMAS & GENNESSEAU, 1992; margine della Corsica occidentale, MAUFFRET *et alii*, 1982).

Sequenze conglomeratiche discordanti sul substrato di età compresa fra il Paleozoico e l'Eocene medio, affiorano anche in Sardegna occidentale nelle zone interessate dal "Rift Sardo". Si tratta delle formazioni del Cixerri e di Ussana (PECORINI & POMESANO CERCCHI, 1969; BARCA & PALMERINI, 1973; CERCCHI & MONTADERT, 1982).

Sia in Sardegna che lungo il margine continentale balearico-provenzale, il dominio continentale caratterizzato da questi depositi conglomeratici passa localmente ad una sedimentazione di ambiente lacustre o costiero riferita all'Aquitaniense (MAXIA & PECORINI, 1969; HACCARD *et alii*, 1972; FRANCOLINI & MAZZEI, 1991; GORINI *et alii*, 1993); in Sardegna inoltre, la parte inferiore dei conglomerati è attraversata da andesiti di età radiometrica di $29.9 \pm 21,5$ Ma. (BELLON *et alii*, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979). Questi conglomerati sono stati pertanto genericamente riferiti all'Oligocene (REHAULT *et alii*, 1984) e/o all'Eocene medio-superiore (PITTAU DEMELIA, 1979; CERCCHI & MONTADERT, 1982).

Margini continentali del B. Balearico — M. Sardo-Corso, Tirreno sett. e Toscana

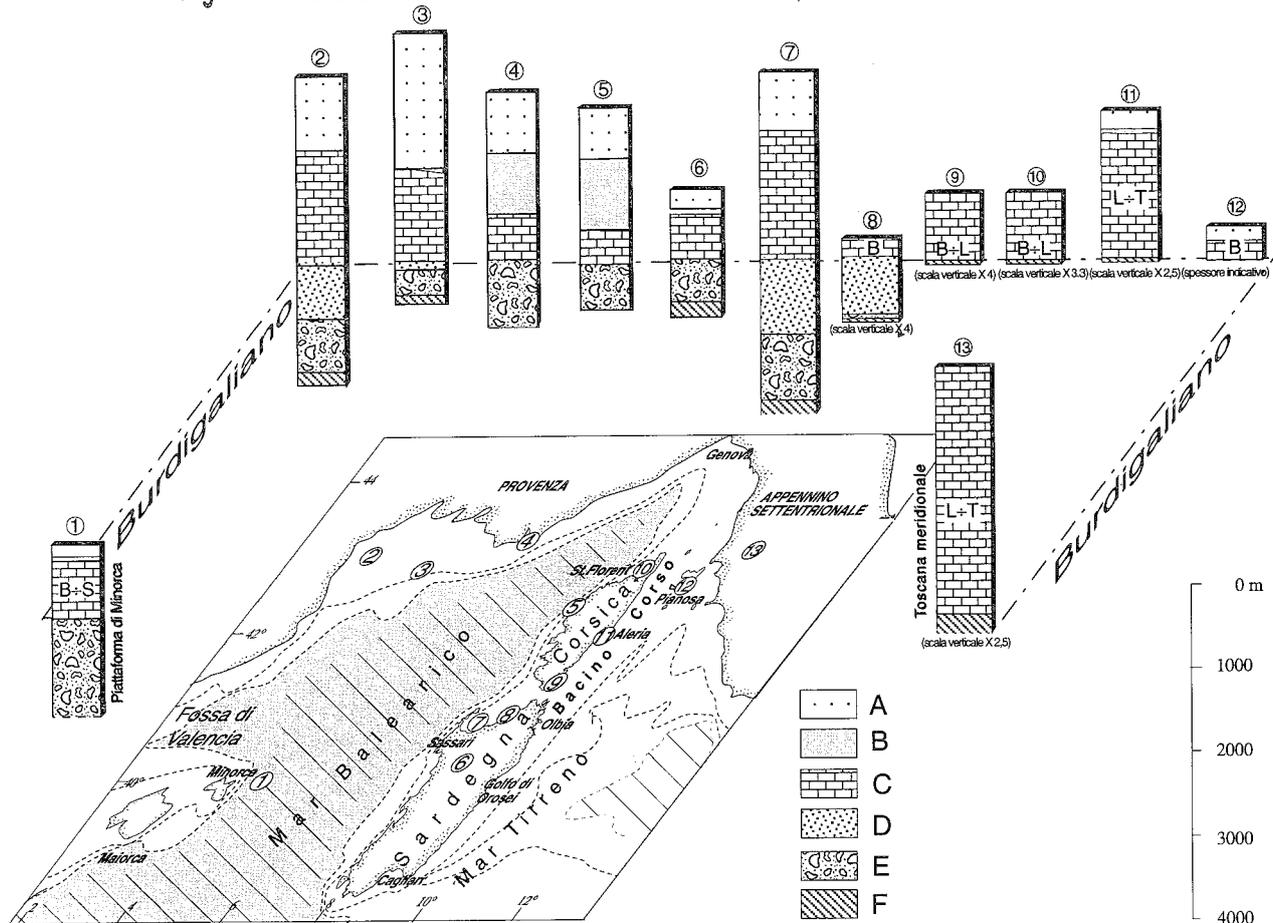


Fig. 2 - Correlazione tra sequenze stratigrafiche oligo-mioceniche dei margini del Bacino Balearico e del Bacino del Tirreno settentrionale. Sezioni stratigrafiche ricostruite: 1 - da REHAULT *et alii*, 1984; 2 e 3 - pozzi Tramontana e Autan (da GORINI *et alii*, 1993); 4 e 5 - dati sismici (*flexichoc* OD10, IFP) provenienti dai margini della Provenza e della Corsica (da MAUFFRET *et alii*, 1982, con modif.); 6 - "Rift Sardo"; 7 - dati sismici del Golfo dell'Asinara (da THOMAS & GENNESSEUX, 1986); 8 - Castelsardo; 9 - Bonifacio (da ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976, con modif.); 10 - Saint Florent (da ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976, con modif.); 11 - Piana di Aleria (da ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976, con modif.); 12 - Isola di Pianosa (da GABIN, 1972, con modif.); 13 - Toscana meridionale (da GIANNINI, 1957; MAZZEI *et alii*, 1981, con modif.).
 Simboli: A: sedimenti del Pliocene e del Quaternario; B: sedimenti del Messiniano; C: sedimenti, soprattutto marini, riferiti al Burdigaliano-Tortoniano; nelle successioni non complete, le lettere indicano i periodi di tempo rappresentati (B = Burdigaliano; L = Langhiano; S = Serravalliano; T = Tortoniano); D: sedimenti di ambiente transizionale o continentale dell'Aquitano; E: sedimenti continentali clastici dell'Eocene medio-Oligocene; F: substrato pre-Eocene medio (da: CARMIGNANI *et alii*, 1995, con modif.).

La declinazione magnetica delle vulcaniti (MONTIGNY *et alii*, 1981) che tagliano parte dei conglomerati affioranti in Sardegna e la presenza, in questi ultimi, di clasti carbonatici con microfaune cretacee di provenienza dal Dominio Iberico (BARCA & PALMERINI, 1973; CHERCHI & SCHROEDER, 1976; CHERCHI, 1979) testimonia che questi conglomerati si sono depositi prima dell'apertura del Bacino Balearico.

Tutti questi depositi clastici sono stati interpretati come sedimenti *sin-rift* del Bacino Balearico. In Sardegna tuttavia questi depositi si sono sedimentati in bacini attualmente orientati da ovest-est (Bacino del Cixerri) a sudovest-nordest (per esempio, Bacino di Chilivani-Berchidda), cioè con orientazioni sensibilmente diverse dalle direzioni strutturali dei margini del Bacino Balearico (Figg. 2 e 3).

Gli studi paleomagnetici e le datazioni assolute eseguite sulle vulcaniti terziarie della Sardegna indicano che la deriva del Massiccio Sardo-Corso e l'apertura

del Bacino Balearico si sono realizzate nell'intervallo 20,5-19 Ma (MONTIGNY *et alii*, 1981). Questi dati sono in buon accordo con l'intervallo 21-18 Ma proposto da REHAULT *et alii* (1984), basato sulle anomalie magnetiche dei basalti tholeiitici e sulla età radiometrica di vulcaniti basiche dragate nel Bacino Ligure (18 ± 0,5 Ma).

L'apertura del Bacino Balearico si riflette in Sardegna con la formazione del "Rift Sardo", una importante depressione strutturale complessivamente orientata nord-sud che taglia i bacini oligo-aquitani. A partire dal Burdigaliano, si assiste ad una generale trasgressione in tutta l'area balearico-provenzale e nel "Rift Sardo" e alla deposizione di significativi spessori sedimentari (Fig. 2). Un importante complesso vulcanico calcoalcalino, riconosciuto in Sardegna, nel golfo di Valencia e sul margine provenzale (Figg. 2 e 3) si sviluppa tra l'Oligocene inferiore ed il Miocene medio (32-11 Ma, BECCALUVA *et alii*, 1985); gran parte dell'attività vulcanica si realizza comunque durante il Bur-

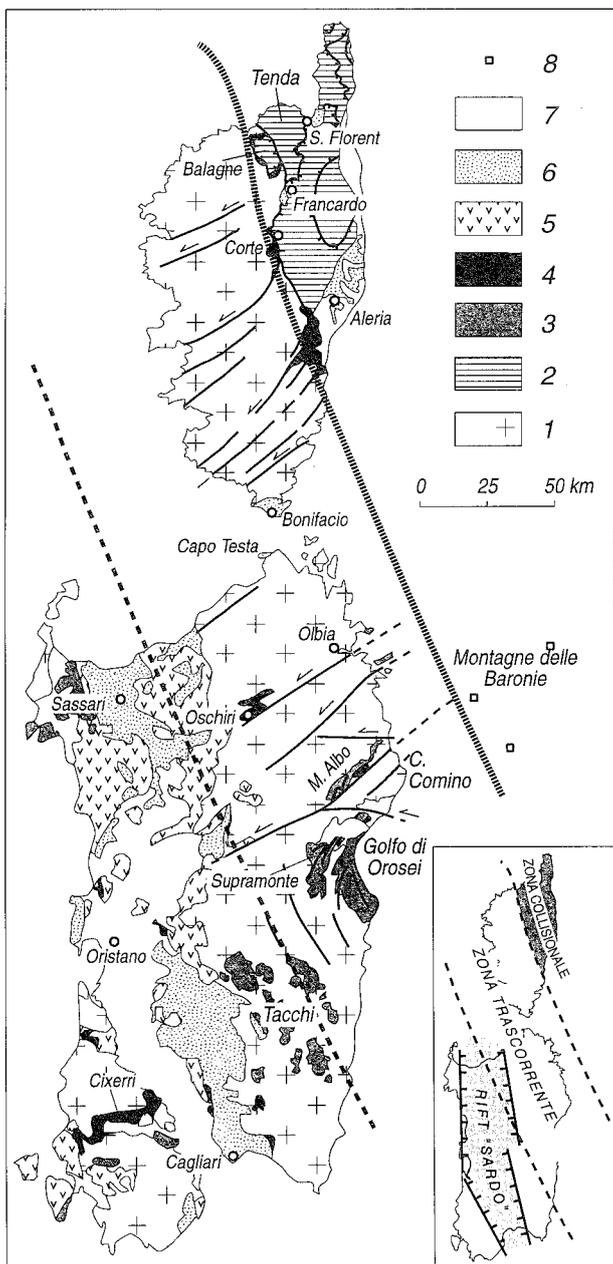


Fig. 3 - Schema geologico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso. 1) basamento paleozoico; 2) zona collisionale della Corsica (Paleozoico-Eocene); 3) copertura triassico-eocenica; 4) conglomerati dell'Eocene superiore-Oligocene; 5) vulcaniti oligo-mioceniche; 6) sedimenti del Miocene inferiore e medio; 7) sedimenti e basalti del Pliocene-Quaternario; 8) ofioliti non metamorfiche dragate sul fondo marino (da WEZEL *et alii*, 1977).

digaliano, contemporaneamente alla deriva del Massiccio Sardo-Corso.

MASSICCIO SARDO-CORSO

E' un elemento di crosta continentale strutturato e iniettato da granitoidi durante l'orogenesi ercinica (Fig. 3).

Il basamento è interessato da un sistema di faglie trascorrenti sinistre che, con andamento Sud Ovest-Nord Est, si sviluppano a partire dal margine collisionale della Corsica nord-orientale (Fig. 3).

Lungo queste faglie si sviluppano strutture transpressive e transtensive che coinvolgono il basamento ercinico e le coperture sedimentarie pre-oligoceniche (CARMIGNANI *et alii*, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 1995; OGGIANO *et alii*, 1995). La tettonica transpressiva determina soprattutto *flower structures* in cui il basamento paleozoico è accavallato sulle coperture giurassico-eoceniche (Monte Albo, Supramonte: CHABRIER, 1970; ALVAREZ & COCOZZA, 1974). La tettonica transtensiva determina bacini sedimentari connessi a fenomeni di tipo *releasing-bend* lungo le faglie trascorrenti sudovest-nordest (per esempio, Bacino di Chilivani-Berchidda e Bacino di Ottana). La successione sedimentaria di questi bacini è costituita da conglomerati basali di età oligocenico-aquitani e da depositi lacustri aquitani (OGGIANO *et alii*, 1995).

Questa tettonica trascorrente è connessa con la tettonica collisionale della Corsica nord-orientale. Infatti: (a) la cinematica delle faglie ammette una direzione di raccorciamento coerente con quella del margine collisionale corso; (b) l'intensità della deformazione trascorrente diminuisce spostandosi da nord-est verso sud-ovest, fino alla regione dei Tacchi (Sardegna centrale) dove le formazioni giurassico-eoceniche sono sub-orizzontali e debolmente deformate (Fig. 3).

L'età della tettonica trascorrente può essere stimata considerando che: 1) nelle *flower structures* sono implicati conglomerati con elementi clastici luteziani (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores, DIENI & MASSARI, 1965; ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1992); 2) nella Corsica orientale, conglomerati con ciottoli provenienti da formazioni riferite al Bartoniano-Priaboniano, sono implicati (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973; EGAL, 1992) in *flower structures* lungo le faglie trascorrenti ad andamento sudovest-nordest e in accavallamenti di elementi di crosta oceanica sul basamento ercinico (Fig. 4); 3) le faglie del "Rift Sardo", sviluppate a partire dal Burdigaliano, dislocano le strutture trascorrenti. 4) I depositi aquitani della Sardegna settentrionale si sono depositi nei bacini transtensivi associati all'attività delle faglie trascorrenti (OGGIANO *et alii*, 1995).

Sulla base di questi elementi la tettonica trascorrente terziaria del Massiccio Sardo-Corso è riferibile ad un intervallo di tempo compreso fra il post-Priaboniano ed il pre-Burdigaliano.

Tutti i conglomerati diffusi in tutta l'area del Bacino Balearico e del Massiccio Sardo-Corso potrebbero essere contemporanei al regime compressivo che ha interessato il margine collisionale della Corsica orientale e precedenti, almeno in parte, all'apertura del Bacino Balearico e del "Rift Sardo".

MARGINE OCCIDENTALE DEL TIRRENO SETTENTRIONALE

I due margini del Tirreno settentrionale sono costituiti dal settore orientale della Corsica e dal settore occidentale dell'Appennino settentrionale (Fig. 1).

Nella Corsica Nord-orientale sono stati distinti tre principali eventi deformativi (EGAL, 1992): 1) tra il Cretaceo superiore ed il Paleocene, si sviluppa l'appilamento delle falde ofiolitiche (obduzione). I contatti tettonici fra queste falde sono suturate da depositi dell'Ypresiano (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973; EGAL, 1992);

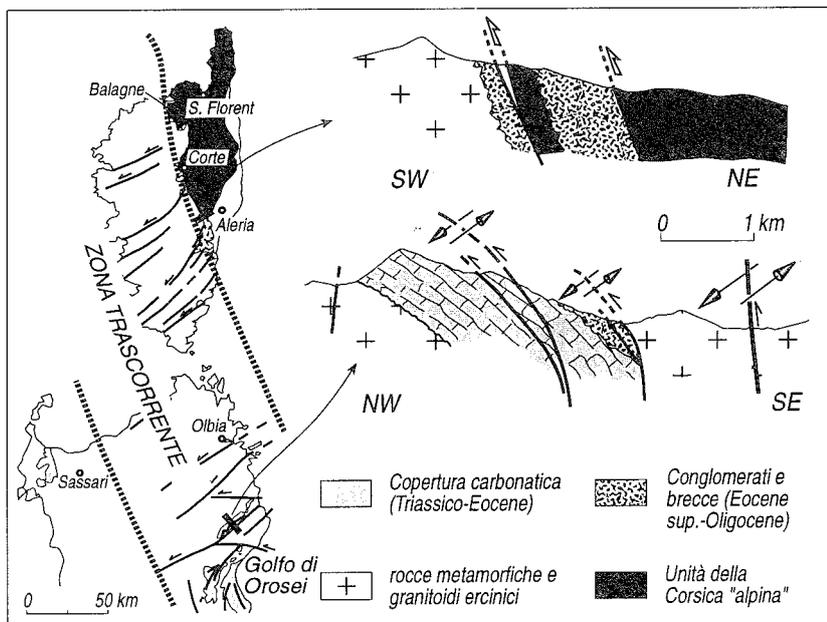


Fig. 4 - Sezioni geologiche schematiche della zona trascorrente della Corsica (da EGAL, 1992, con mod.) e della Sardegna nord-orientale (da CARMIGNANI *et alii*, 1992, con mod.).

2) durante l'Eocene superiore-Oligocene una tettonica polifasata determina il sovrascorrimento di parte del margine continentale Sardo-Corso, insieme ad elementi di crosta oceanica precedentemente deformati, sui depositi eocenico-oligocenici della Corsica settentrionale; 3) dal Miocene inferiore si sviluppa una tettonica distensiva. Secondo JOLIVET *et alii* (1990) e JOLIVET *et alii* (1991) invece, la distensione potrebbe essersi sviluppata fin dall'Oligocene superiore.

Il regime distensivo determina deformazioni duttili che portano all'esumazione delle metamorfiti del *core complex* del Tenda (JOLIVET *et alii*, 1990; 1991). Sulle strutture distensive del complesso metamorfico giacciono discordanti e trasgressivi i calcari di St. Florent del Burdigaliano-Langhiano (ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976). Sedimenti burdigaliani poggiano anche sulle metamorfiti a nord di Corte (Francardo). La presenza di depositi discordanti del Burdigaliano su elementi metamorfici esumati tettonicamente conferma che la tettonica distensiva era già attiva al Burdigaliano, coerentemente con il quadro geodinamico delineato per il Bacino Balearico e per il "Rift Sardo".

BACINO DEL TIRRENO SETTENTRIONALE

I depositi più antichi di questo bacino (Figg. 1 e 2) sono riferiti al Burdigaliano superiore ed affiorano nell'isola di Pianosa (*Formazione di Marina del Marchese*, DALLAN, 1964; 1967; COLANTONI & BORSETTI, 1971). Le sezioni sismiche a riflessione, effettuate nel Tirreno settentrionale immediatamente a sud dell'isola di Pianosa, mostrano che questi sedimenti sono discordanti su di un substrato pre-neogenico (BARTOLE, 1990; BARTOLE *et alii*, 1991). I sedimenti di Pianosa fanno parte di una successione sedimentaria che aumenta di spessore verso Ovest, fino a raggiungere valori di 3.000-4.000 metri nel Bacino della Corsica, che nel suo insieme, ha la struttura di un *semi-graben* con faglia principale sul margine occidentale (GABIN, 1972; ZITTELLINI *et alii*, 1986): ne consegue che sedimenti almeno della stessa età di quelli affioranti a Pianosa dovrebbero essere presenti

all'interno del Bacino Corso. LAZZAROTTO *et alii* (questo volume) ritengono, sulla base di uno studio di linee sismiche a riflessione, che sedimenti correlabili con quelli dell'isola di Pianosa, sono presenti anche fra la dorsale dell'Elba e la costa toscana.

Nel Langhiano, nella Corsica nord-orientale, si sviluppa un magmatismo di carattere alcalino rappresentato dalle lamproiti di Sisco datate a 15,2 Ma (CRIVETTA *et alii*, 1978). Altri complessi magmatici affiorano nel Tirreno settentrionale (Capraia, Giglio e Isola d'Elba) ed in Toscana meridionale: l'età di messa in posto è sempre più recente, spostandosi da Ovest verso Est (da 15,2 Ma a 0,4 Ma). Il magmatismo è prodotto da un processo di *mixing* fra fusi provenienti dal mantello e dalla crosta continentale.

MARGINE ORIENTALE DEL TIRRENO SETTENTRIONALE: LA TOSCANA

L'evoluzione strutturale dell'Appennino settentrionale è solitamente interpretata come il risultato di due processi deformativi: il primo è collegato alla convergenza e collisione fra la microplacca Adriatica ed il Massiccio Sardo-Corso. Durante questo evento, iniziato nel Cretaceo superiore, si verifica sia l'appilamento di falde che derivano dai domini paleogeografici epicontinentali, sia la sovrapposizione su queste falde delle unità liguri già strutturate e saturate dalla successione eocenica ed oligocenica di Monte Piano-Ranzano-Antognola; il secondo evento deformativo, ritenuto iniziare nel Tortoniano superiore sulla base dell'età dei sedimenti più antichi presenti nelle depressioni neogene della Toscana meridionale, sarebbe invece caratterizzato dalla coesistenza di processi distensivi e compressivi, rispettivamente nella zone interne ed esterne dell'Appennino settentrionale.

Riguardo la fine della fase collisionale è possibile fare la seguente considerazione: le età radiometriche di 25-27 Ma riferite alla fase compressiva del complesso metamorfico delle Alpi Apuane (KLIFFIELD *et alii*, 1986), non contrastano con l'età della messa in posto

delle unità oceaniche Liguri sul margine continentale (tetto del "Macigno": Oligocene superiore-Aquitania; MONTANARI & ROSSI, 1982) e con i dati biostratigrafici relativi alla formazione più recente coinvolta nel metamorfismo delle Alpi Apuane ("Pseudomacigno": Oligocene superiore; DALLAN-NARDI, 1977). Questi dati indicano nel loro complesso che la collisione continentale dell'Appennino settentrionale si è conclusa tra l'Oligocene superiore e l'Aquitania. Riguardo invece l'inizio della tettonica distensiva post-collisionale, recenti studi condotti sulle Alpi Apuane (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) e sulla Toscana meridionale (BERTINI *et alii*, 1991; BALDI *et alii*, 1994) hanno evidenziato che la tettonica distensiva si è sviluppata, a partire dal Miocene inferiore-medio, attraverso più eventi deformativi.

L'evento distensivo più antico delle Alpi Apuane è attribuito al Langhiano sulla base di dati strutturali e radiometrici relativi alla fase deformativa D2 (KLIGFIELD *et alii*, 1986; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). Durante questo evento si sviluppa il core complex delle Alpi Apuane e le faglie dirette che tendono ad orizzontalizzarsi in corrispondenza del livello delle evaporiti triassiche. Questo livello corrisponde ad una fascia di taglio che separa una parte superiore caratterizzata da deformazione fragile da una inferiore caratterizzata da deformazione duttile.

Nella Toscana meridionale l'evento distensivo più antico determina il fenomeno della cosiddetta "Serie Ridotta" che, secondo BERTINI *et alii* (1991) è caratterizzata, nella copertura, dallo sviluppo di faglie dirette con geometria del tipo *ramp/flat/ramp*. Il movimento lungo queste faglie che generalmente si orizzontalizzano nel livello delle evaporiti triassiche, ha determinato la diretta sovrapposizione delle unità strutturalmente più alte (Liguridi) sulle unità strutturalmente più basse (evaporiti triassiche ed addirittura substrato metamorfico) e quindi l'omissione tettonica di tutti i termini triassico-oligocenici appartenenti alla successione della Falda toscana. Nel substrato metamorfico, la tettonica distensiva riferibile a questo evento si esplica con strutture di tipo duttile e/o semi-duttile (BERTINI *et alii*, 1991; CARMIGNANI *et alii*, 1994; BALDI *et alii*, 1994).

Se l'evento distensivo più antico della Toscana meridionale è correlabile con quello delle Alpi Apuane, allora i sedimenti del Miocene ("Epiligure" Auct.) della Toscana meridionale (*Arenarie di Manciano* e *Capalbio* del Langhiano, in: GIANNINI, 1957; FONTANA, 1980; *Arenarie di Ponsano* del Serravalle-Tortoniano inf.: MAZZEI *et alii*, 1981), dell'isola di Pianosa (*Formazione di Marina del Marchese* del Burdigaliano superiore in: COLANTONI & BORSETTI, 1971) e quelli del Tirreno settentrionale che sembrano costituire una importante successione del Miocene inferiore (LAZZAROTTO *et alii*, questo volume), assumono il significato di primi sedimenti depositatisi nel contesto della tettonica distensiva post-collisionale. Parte di questi sedimenti hanno subito, assieme alle Unità Liguri sottostanti, una importante traslazione verso est durante il Miocene superiore-Pliocene (Successione di S. Marino-M. Fumaiolo in: DE FEYTER, 1991).

All'evento distensivo che ha determinato la "Serie Ridotta" si sono succeduti altri eventi distensivi le cui strutture hanno sempre dislocato quelle precedentemente formatesi. Nel settore occidentale della Toscana meridionale BALDI *et alii* (1994) riconoscono altri due eventi distensivi, uno di età compresa fra il Lan-

ghiano ed il Messiniano superiore ed un altro di età compresa fra il Pliocene e l'Attuale (Fig. 5): il primo è caratterizzato da faglie dirette che tendono ad orizzontalizzarsi in corrispondenza del livello delle filladi paleozoiche mentre il secondo è caratterizzato da faglie dirette che tendono ad orizzontalizzarsi in corrispondenza di una fascia di taglio, cinematicamente attiva e che si colloca in corrispondenza dell'attuale passaggio fragile/duttile (CAMELI *et alii*, 1993, *cum bibl.*). Questa zona di taglio è delimitata al tetto da un riflettore di importanza regionale noto come orizzonte K (BATINI *et alii*, 1978). Gli eventi successivi alla "Serie Ridotta" danno origine alle depressioni strutturali mioplioceniche dove si sedimentano i depositi del Tortoniano superiore-Pliocene.

L'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO

A partire dal Miocene inferiore e medio si assiste sia al contemporaneo sviluppo di strutture distensive e compressive rispettivamente nella parte interna ed esterna della catena sia alla migrazione verso oriente delle strutture distensive e del sistema catena-avanfossa. Il fronte della catena costituisce infatti, durante il Langhiano, il bordo occidentale del bacino della *Marnoso-Arenacea*; nel Tortoniano inferiore, le strutture compressive realizzano il raccorciamento della Copertura umbra occidentale ed il conseguente avanscramento dell'insieme Macigno-Cervarola-Liguridi sul margine interno della *Marnoso-Arenacea*. In questo contesto parte dei depositi del Miocene inferiore e medio ("semi-alloctono", Auct.) subisce la stessa traslazione del loro substrato. Durante il Tortoniano medio-Messiniano, l'avanfossa migra ancora verso Est dove si individua, tra gli altri, prima il bacino di sedimentazione del *Flysch della Laga* e successivamente il bacino di avanfossa marchigiana del Pliocene-Pleistocene. ROYDNE *et alii* (1987) e PATACCA & SCANDONE (1989) suggeriscono che la causa della formazione e della migrazione verso l'esterno delle avanfosse possa essere ricercata nel processo gravitativo che determina l'approfondimento e l'arretramento della zona di flessura del piano di subduzione adriatico.

L'evoluzione strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano è stata interpretata secondo tre diverse ipotesi: la prima prevede lo scollamento della copertura sedimentaria al di sopra di un basamento relativamente poco deformato (BALDACCINI *et alii*, 1967; BALLY *et alii*, 1986; HILL & HAYWARD, 1988; CALAMITA & DEIANA, 1986; 1988; CALAMITA, 1990; MENICHETTI *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1991; COSENTINO *et alii*, 1992; GHISETTI *et alii*, 1993); la seconda, prevede il diretto coinvolgimento di porzioni di basamento nelle strutture che interessano la copertura sedimentaria (LAVECHIA *et alii*, 1987; BARCHI *et alii*, 1988; BARCHI, 1991a, 1991b); la terza infine prevede un raccorciamento della copertura paragonabile con quello del basamento (TAVARNELLI, 1993). Quest'ultima ipotesi è compatibile sia con la mancanza di un coevo denudamento tettonico nelle zone più interne sia con il contemporaneo sviluppo della tettonica distensiva nella Toscana meridionale. DECANDIA *et alii* (1994) ritengono che la strutturazione dell'Appennino umbro-marchigiano sia da collegare alla presenza di due superfici di scollamento di importanza regionale (Fig. 6): la prima in corrispondenza delle evaporiti triassiche, a circa 3 km e la seconda a 10-12 km

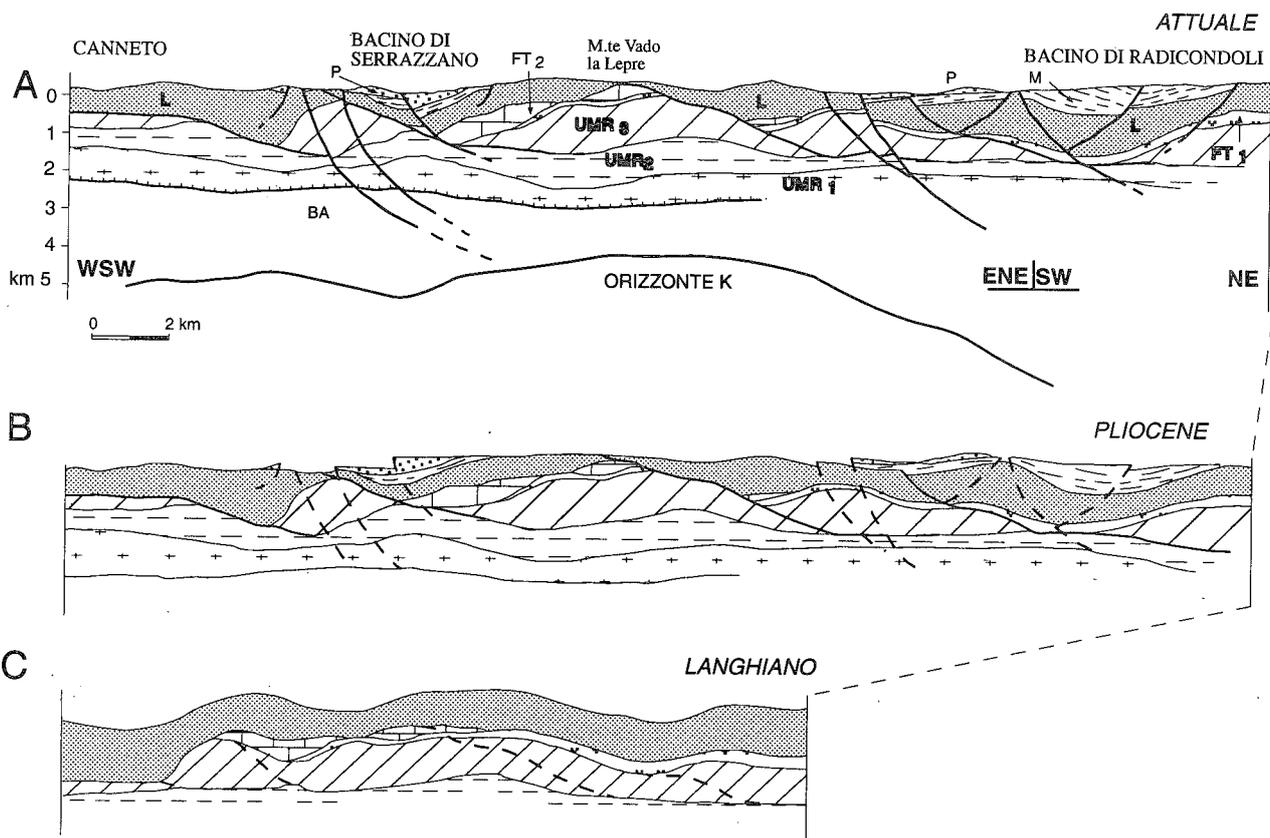


Fig. 5 - A) Sezione geologica attraverso il campo geotermico di Larderello; i sedimenti del Pliocene sono deformati da faglie dirette listriche. Queste faglie dislocano tutte le strutture precedentemente formatesi. Spiegazione dei simboli: P - sedimenti pliocenici; M - sedimenti del Miocene superiore; L - Liguridi; Falda toscana: FT2 - successione triassico-oligocenica; FT1 - anidriti triassiche; Unità di Monticiano-Roccastrada: UMR3 - gruppo del Verrucano triassico e delle formazioni paleozoiche; UMR2 - gruppo filladico-quarzitico; UMR1 - gruppo dei Micascisti. BA: complesso degli Gneiss. B) Sezione geologica riferita al Pliocene; la trasgressione pliocenica avviene sui sedimenti messiniani già deformati, i quali si sono depositi nelle depressioni tettoniche determinatesi per l'attività sin-sedimentaria delle faglie dirette riferite al secondo evento distensivo. C) Sezione geologica riferita al Langhiano, dopo lo sviluppo della "Serie Ridotta" (da BALDI *et alii*, 1994, con modifiche).

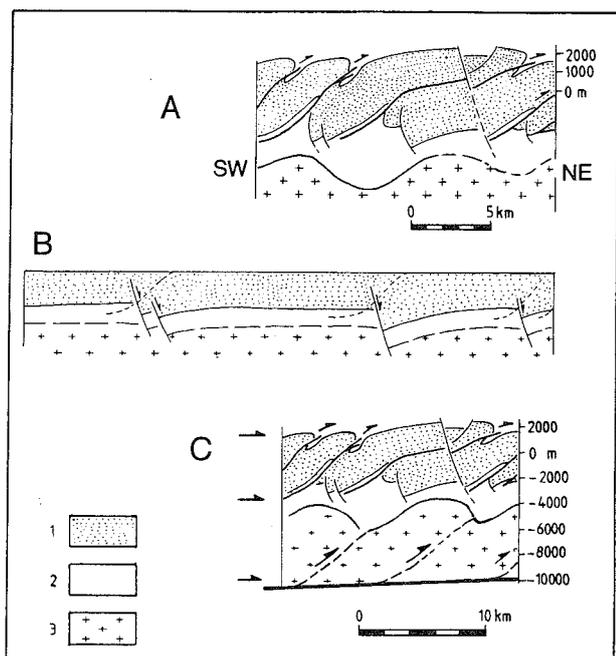


Fig. 6 - Ipotesi sui rapporti fra copertura e basamento e sul significato dell'orizzonte ad elevata suscettività magnetica al di sotto dell'Appennino umbro-marchigiano. A - sezione Belvedere-Usigni (Umbria sud-orientale) ritenuta rappresentativa dell'assetto strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano; B - Template retrodeformato della sezione A; C - deformazione del template B nell'ipotesi di un raccorciamento del basamento pari a quello della copertura sedimentaria. Spiegazione dei simboli: 1 - Copertura sedimentaria umbro-marchigiana (Lias inf.-Miocene); 2 - Formazione anidritica di Burano (Trias sup.); 3 - Basamento pre-evaporitico.

Questa ipotesi sui rapporti fra la deformazione del basamento e della copertura potrebbe spiegare anche i notevoli spessori di evaporiti incontrati in alcuni sondaggi profondi (circa 1800 m nel pozzo Burano 1: MARTINIS & PIERI, 1964; circa 2500 m nel pozzo San Donato 1: ANELLI *et alii*, 1992). La superficie che delimita verso l'alto le rocce ad elevata suscettività magnetica, individuata ad una profondità di circa 10-12 km (BALLY *et alii*, 1986), viene interpretata come il *floor thrust* di un *duplex* nel quale è coinvolta la porzione superiore del basamento umbro-marchigiano (da TAVARNELLI, 1993, modificata).

di profondità in corrispondenza di una superficie simogenetica (PASQUALE *et alii*, 1993). Queste due superfici hanno costituito rispettivamente il *roof thrust* ed il *sole thrust* di un *duplex* nel quale è coinvolta la parte alta del basamento umbro-marchigiano.

IL PASSAGGIO OLIGOCENE-MIOCENE NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'insieme dei dati presentati e riassunti in Tab. 1, permette di definire una ipotesi per l'evoluzione del Bacino Balearico, del Massiccio Sardo-Corso, del Tirreno settentrionale e dell'Appennino settentrionale. Nel basamento ercinico del Massiccio Sardo-Corso la tettonica trascorrente connessa alla deformazione della Corsica nord-orientale è sicuramente pre-Burdigaliano e post-Priaboniano; l'attività di questa tettonica è documentata fino all'Aquitano sulla base dei depositi contenuti nei bacini transtensivi ad essa collegati. Nella Corsica nord-orientale la fine del movimento delle falde è attribuita all'Oligocene (EGAL, 1992). Nell'Appennino settentrionale è documentata una deformazione compressiva nell'Oligocene superiore. La fine della tettonica trascorrente nel Massiccio Sardo-Corso, attiva durante le deformazioni compressive della Corsica nord-orientale e dell'Appennino settentrionale, può essere quindi assunta come evidenza della fine della convergenza fra la microplacca Adriatica e la Placca Iberica. Ne deriva che la deformazione compressiva ensialica dell'Appennino settentrionale si sviluppa prima dell'apertura del Bacino Balearico, quando il Massiccio Sardo-Corso faceva ancora parte della Placca Iberica (Fig. 7).

Con il Burdigaliano, in tutta l'area considerata, il regime tettonico cambia da compressivo a distensivo: in questo periodo si apre il Bacino Balearico e si assiste ad una generale trasgressione sia sul margine provenzale che nel "Rift Sardo". Depositi marini della stessa età si sedimentano sia sulla fascia trascorrente di Sardegna e Corsica (*Calcari di Bonifacio e di Capo Testa*, Figg. 1 e 2) sia sulle strutture della catena collisionale appenninica della Corsica nord-orientale (*Calcari di S. Florent e Successione di Francardo*, Figg. 2 e 3). Analogamente nel Bacino Corso e nell'isola di Pianosa (Figg. 1 e 2), zone che si collocano su crosta precedentemente ispessitasi durante la fase collisionale appenninica, sono documentati depositi marini del Burdigaliano. Ne deriva che il Bacino Balearico ed il Tirreno settentrionale sono contemporaneamente interessati dalla tettonica distensiva del Burdigaliano. L'apertura del Balearico e la rotazione del Massiccio Sardo Corso non possono essere la causa della collisione e del raccorciamento ensialico dell'Appennino settentrionale.

L'EVOLUZIONE MIO-PLIOCENICA DEL SETTORE INTERNO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'evoluzione della tettonica distensiva nella Toscana meridionale è caratterizzata dalla migrazione, verso i livelli geometricamente più profondi, dell'orizzonte principale di scollamento, il più antico dei quali è costituito dal livello delle evaporiti triassiche. Questo livello corrispondeva, durante lo sviluppo del

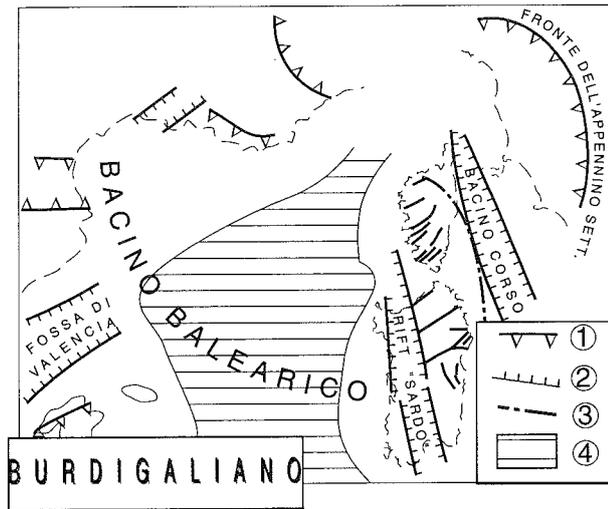
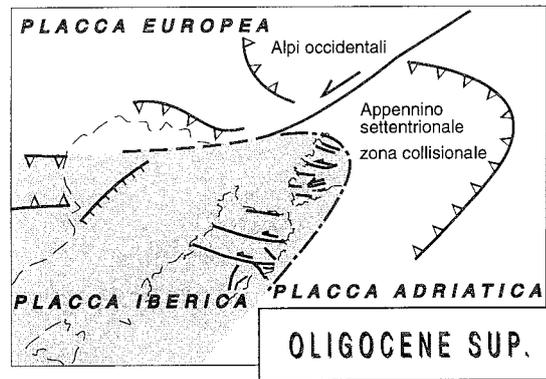
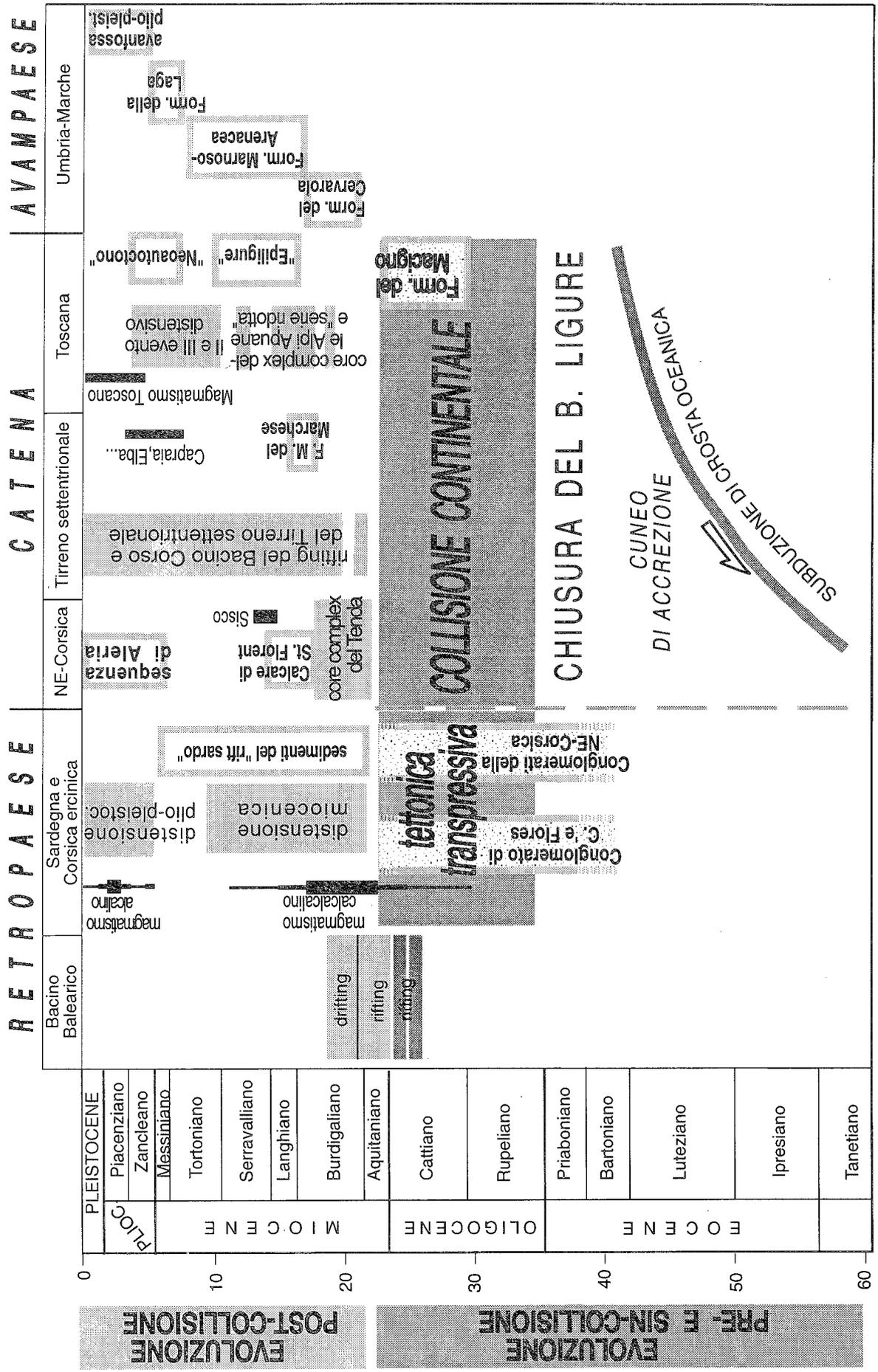


Fig. 7 - Alto: assetto tettonico durante l'Oligocene superiore; il Massiccio Sardo-Corso è ritenuto parte della Placca Iberica che collide con la Microplacca Adriatica determinando le deformazioni compressive dell'Appennino settentrionale. Basso: apertura del Bacino Balearico, del Rift Sardo e del Bacino Corso; la deriva del Massiccio Sardo-Corso è successiva alla collisione continentale. Il Bacino Balearico si sviluppa nella zona di contatto fra le placche Iberica ed Europea; il Bacino Corso si sviluppa invece in un settore di crosta precedentemente ispessita dalla collisione continentale (da CARMIGNANI *et alii*, 1995, con mod.).

primo degli eventi distensivi della Toscana (Burdigaliano-Langhiano), al passaggio dal livello strutturale con deformazione fragile a quello con deformazione duttile. Il secondo livello di scollamento, attivo durante il Serravalliano-Messiniano superiore, è costituito dalle filladi paleozoiche. Il terzo corrisponde alla zona di taglio delimitata al tetto dall'orizzonte K, che viene interpretato come l'attuale passaggio fragile-duttile.

Poiché le faglie dirette che si sono sviluppate durante il secondo evento distensivo tendono ad esaurirsi in corrispondenza del livello delle filladi paleozoiche e poiché questo livello è adesso localizzato fra il più antico e l'attuale passaggio fragile-duttile, è probabile che anche il livello delle filladi paleozoiche corrispondesse con il passaggio fragile-duttile durante il Serravalliano-Messiniano superiore.

La posizione del passaggio reologico, all'interno della crosta, dipende da diversi fattori, quali la presenza di fluidi o le caratteristiche meccaniche delle rocce ma, a parità di altre condizioni, essa dipende principalmente



Tab. 1 - Principali aspetti tettonici e sedimentari lungo la trasversale Bacino Balearico, Massiccio Sardo-Corso, Tirreno settentrionale ed Appennino settentrionale tra l'Eocene ed il Pleistocene.

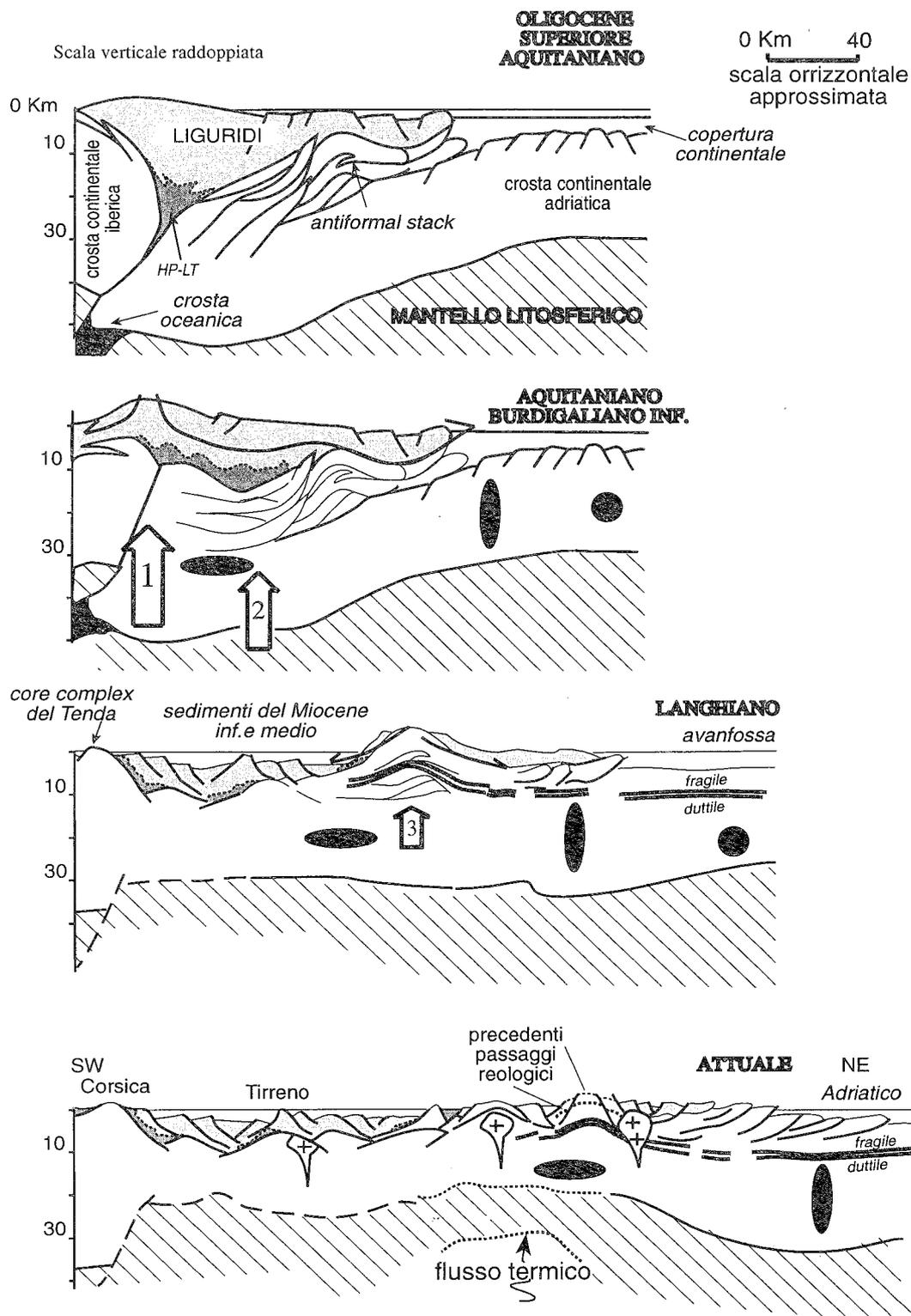


Fig. 8 - Evoluzione schematica dell'Appennino settentrionale. Oligocene sup.-Aquitaniiano: viene raggiunto il massimo ispessimento crostale e termina la collisione continentale; in grisè piú scuro sono indicate le ofioliti di alta pressione e bassa temperatura che affiorano in Corsica, alla Gorgona ed all'Argentario, dove sono associate al *Verrucano* s.l. anch'esso con paragenesi di alta pressione (THEYE, 1994; VIDAL *et alii*, 1992); Aquitaniiano-Burdigaliano inf.: la litosfera continentale comincia a riequilibrarsi; i settori piú interni, maggiormente ispessiti, subiscono per primi la spinta al riequilibrio isostatico, determinando l'avanscorrimento di parte delle Liguridi già deformate. Le ellissi (in nero) indicano il regime di deformazione nei diversi settori della crosta coinvolta nella deformazione post-collisionale. Langhiano: termina il processo di riequilibrio isostatico che ha determinato l'avanscorrimento delle Liguridi. Attuale: tra il Langhiano e l'Attuale il settore interno della catena, ormai isostaticamente riequilibrato, in seguito al progredire della tettonica distensiva, viene interessato da una importante trasgressione marina a cui si può riferire l' "Epiligure" (Auct.) della Toscana meridionale. Parte di questi depositi sono stati traslati verso est, insieme al loro substrato, durante il Miocene superiore. Relitti di ofioliti e/o di rocce del VERRUCANO s.l. con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura si ritrovano lungo i margini del Tirreno settentrionale. L'elevato flusso termico causa il sollevamento del settore interno della catena e può essere responsabile dei movimenti gravitativi da ovest verso est, sviluppatisi dopo il completamento del riequilibrio isostatico.

dalla temperatura. L'alto flusso termico che attualmente caratterizza la Toscana meridionale (mediamente 120 mW/m^2 , MONGELLI *et alii*, 1989) può spiegare sia la piccola profondità a cui si trova l'attuale passaggio reologico sia il forte sollevamento che attualmente caratterizza la Toscana. Anche durante il Miocene superiore ed il Pliocene i principali bacini sedimentari della Toscana sono stati caratterizzati da emersione e/o da evoluzione sedimentaria caratterizzata da sollevamento come documentato da studi sedimentologici e stratigrafici (BALDI *et alii*, 1994; DALLMAYER *et alii*, questo volume). I periodi di sollevamento corrispondevano ad intensa attività magmatica, derivata essenzialmente da processi di mixing (SERRI *et alii*, 1991). Questo fatto suggerisce quindi che, almeno a partire dal Miocene superiore (età dei primi eventi magmatici) la litosfera della Toscana era interessata da fusione parziale e quindi è possibile ipotizzare che un elevato flusso termico abbia potuto influenzare la posizione del passaggio fragile-duttile durante il secondo evento distensivo. Non esistono invece elementi per ipotizzare un riscaldamento della litosfera durante il primo evento distensivo.

RELAZIONI FRA IL SETTORE INTERNO ED ESTERNO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Possono essere sottolineati due aspetti principali: il primo riguarda il sollevamento a cui è soggetto il settore interno dell'Appennino settentrionale ed il secondo riguarda la presenza di un livello di scollamento comune ai due settori, interno ed esterno dell'Appennino settentrionale.

La migrazione verso i livelli geometricamente più bassi del passaggio fragile-duttile nella Toscana meridionale evidenzia un progressivo e generale processo di esumazione e sollevamento delle rocce più profonde. Questo fatto è anche sottolineato dalla età di raffreddamento delle miche (DALLMAYER *et alii*, questo volume, *cum bibl.*) che risultano più recenti procedendo verso i livelli geometricamente più profondi.

La presenza di un livello di scollamento principale all'interno della crosta e comune al settore interno ed esterno dell'Appennino settentrionale è stata recentemente ipotizzata da DECANDIA *et alii* (1994): la profondità dell'orizzonte K infatti varia, nella Toscana meridionale, da 3-4 km nell'area di Larderello a circa 8-10 km nella parte centrale del Bacino di Siena (NICOLICH & MARCHETTI, 1982; GIANELLI *et alii*, 1988). Questa superficie viene quindi a trovarsi nella stessa posizione strutturale della superficie sismogenetica posta a circa 10 km del settore umbro-marchigiano. E' quindi possibile ritenere che la superficie profonda dell'Appennino umbro-marchigiano abbia lo stesso significato della fascia di taglio delimitata al tetto dall'orizzonte K nella Toscana meridionale. In quest'ipotesi, il passaggio reologico risulta, come indicato dalla distribuzione degli ipocentri, cinematicamente attivo sia nel settore occidentale dell'Appennino settentrionale che in quello orientale, suggerendo così che ad una comune superficie di scollamento corrisponda anche un meccanismo unitario di deformazione, responsabile dello sviluppo delle strutture distensive del settore tirrenico e delle strutture compressive del settore adriatico.

CONCLUSIONI

Le principali conclusioni di questo lavoro possono essere riassunte come segue:

1) La deriva del Massiccio Sardo-Corso non può essere ritenuta la causa della collisione continentale che ha determinato l'orogenesi dell'Appennino settentrionale. Infatti la tettonica distensiva che ha contemporaneamente causato la formazione del Bacino Balearico e l'inizio dello sviluppo del Tirreno settentrionale è successiva alla fine della fase collisionale.

2) Gli effetti della tettonica distensiva miocenica sono diversi a seconda che venga interessata una litosfera non ispessita od una litosfera ispessitasi per la precedente collisione continentale: è questo il caso del Bacino Balearico, dove la tettonica distensiva ha portato alla completa lacerazione della crosta continentale ed alla formazione di crosta oceanica, e del bacino tirrenico e della Toscana meridionale dove invece l'assottigliamento crostale ha determinato fenomeni di esumazione e di magmatismo per *mixing*.

3) Nella zona di ispessimento crostale (Fig. 8) l'inversione da tettonica compressiva a tettonica distensiva ha causato prima fenomeni di riequilibrio isostatico e successivamente il sovra-assottigliamento della litosfera nel settore interno dell'Appennino settentrionale. Questo aspetto è accompagnato da un generale aumento del flusso di calore che si riflette nello sviluppo di magmatismo e di fenomeni di sollevamento. Il sollevamento della parte interna, insieme alla presenza di una superficie di scollamento medio-crostale favorisce i movimenti gravitativi dalle zone interne verso le zone esterne dell'Appennino settentrionale. In questa ipotesi un'altra importante superficie di scollamento va ipotizzata alla base della crosta.

4) Il cambio di regime tettonico, da compressivo a distensivo, ha quindi innescato lo sviluppo di processi gravitativi all'interno dei quali può essere inserito il processo di subduzione passiva della litosfera adriatica.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. & COCOZZA T. (1974) - *The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine Chain to the south of Corsica*. In "Paleogeografia del terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale", CHERCHI POME-SANO A. (Ed) Cagliari 23-27 luglio 1973, 5-34.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1973) - *Les relations entre Schistes lustrés et Flyschs autochtones dans le Sud de la Corse alpine*. *Geologie Alpine*, 49, 5-12.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1992) - *Subsurface well data in the Northern Apennines (Italy)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- AUBOUIN J., DEBELMES J. & LATREILLE M. (1980) - *Les chaînes alpines issues de la Téthys: introduction générale*. *Mem. B.R.G.M.*, 115, 7-12.
- 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.A., DINI I., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) - *La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. spec. 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, 237-310.

- BARCA S. & PALMERINI V. (1973) - *Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla "Formazione del Cixerri" (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 12, 13-50.
- BARCHI M. (1991a) - *Integration of a seismic profile with surface and subsurface geology in a cross section through the Umbria-Marche Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 469-479.
- BARCHI M. (1991b) - *Una sezione geologica bilanciata attraverso il settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano: l'Acquasparta-Spoleto-Accumoli*. Studi Geol. Cam., Vol. speciale 1, 347-362.
- BARCHI M., GUZZETTI F., LAVECCHIA G., LOLLI O. & BONTEMPO R. (1988) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe Umbro-Marchigiano: 1 - La sezione Trevi-Valle dell'Ambro*. Boll. Soc. Geol. It., 107, 109-130.
- 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.
- BARTOLE R. (1990) - *Caratteri sismostratigrafici, strutturali e paleogeografici della piattaforma continentale tosco-laziale; suoi rapporti con l'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 599-622.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D. & BRANCOLINI G. (1991) - *Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1, 115-140.
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: Deep reflecting horizons in Larderello-Travale Geothermal field*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 477-484.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G. & RICCI C. A. (1985) - *Geochronology in Sardinia. Results and problems*. Rend. Soc. It. Miner. e Petr., 40, 57-72.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J. B. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques*. Bull. Soc. Géol. France, 19, 825-831.
- BERTINI G., COSTANTINI A., CAMELI G.M., DI FILIPPO M., DECANDIA F.A., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica dai Monti di Campiglia a Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1, 155-178.
- BOCCALETTI M., ELTER F. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, 234, 108-111.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il mare Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei Bacini marginali di retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., 11.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 311-316.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, 146, 139-147.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 4, 83-117.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1991/1, 295-314.
- CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D. (1993) - *Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of post-collisional extensional tectonics (Southern Tuscany, Italy)*. Tectonophysics, 224, 413-423.
- 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., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1995) - *Tertiary Compression and Extension in the Sardinian Basement*. Boll. Geof. Teor. Appl. (in press).
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., PASCI S. & PERTUSATI P. C. (1992) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. Newsletter, 5, 83-96.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationships between the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terranova, 7(2), 128-137.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, 238, 295-315.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.N., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, 6(1), 62-94.
- CHABRIER G. (1970) - *Tectonique de socle d'âge alpin en Sardaigne centro-orientale*. C. R. Acad. Sci., Paris, 271, 1252-1255.
- CHERCHI A. (1979) - *Microfaune aptiano (?) albiane dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. Riv. It. Paleont. Strat., 35, 353-410.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the West Mediterranean Basin*. Nature, 298, 736-739.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1976) - *Presence de galets du Vracorien supérieur-Cénomarien basal de provenance ibérique dans le Paléogène continental du Sud-Ouest de la Sardaigne*. Bull. Soc. Geol. France, 18(5), 1217-1219.
- CIVETTA L., ORSI G. & SCANDONE P. (1978) - *Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to the anticlockwise rotation of the Apennines*. Nature, 276, 604-606.
- COLANTONI P. & BORSETTI A.L. (1971) - *Geologia e stratigrafia dell'Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano, Mar Tirreno)*. Giornale di Geologia, ser. 17, 39 (1), 287-302.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1992) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 1991/2, 55-62.
- DALLAN L. (1964) - *I Foraminiferi miocenici dell'Isola di Pianosa*. Boll. Soc. Geol. It., 83, 167-182.
- DALLAN L. (1967) - *I Foraminiferi miocenici della Marina del Mar-chese (Isola di Pianosa)*. Paleont. Ital., 62, 79-141.
- DALLAN-NARDI L. (1977) - *Segnalazione di Lepidocycline nella parte basale dello "pseudomacigno" delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 459-477.
- DALLMEYER D., DECANDIA F.A., ELTER F.M., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1995) - *La migrazione del passaggio fragile/duttile nel quadro della tettonica distensiva post-collisionale dell'Appennino settentrionale: nuovi dati dall'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Questo volume.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & TAVARNELLI E. (1994) - *Una possibile correlazione fra superfici strutturali profonde della Toscana e dell'Umbria-Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1, 227-233.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geologica Ultraiectina, 35, 168 pp.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965) - *Precisazioni sull'età di alcuni conglomerati affioranti presso Siniscola, Orosei e Dorgali (Sardegna orientale)*. Acc. Naz. Lincei. Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 40, 205-211.
- DURAND-DELGA M. (1984) - *Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures*. Mem. Soc. Geol. It., 28, 285-329.
- EGAL E. (1992) - *Structures and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica*. Journal of Structural Geology, 14, 1215-1228.
- FONTANA D. (1980) - *Caratteri petrografici e sedimentologici delle Arenarie di Manciano nella Toscana meridionale*. Miner. Petrogr. Acta, 24, 77-94.
- FRANCOLINI L. & MAZZEI R. (1991) - *Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tuffiti marine del Miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, 98, 327-338.
- GABIN R. (1972) - *Resultats d'une étude de sismique reflexion dans le canal de corse, et de sondeur de vase dans le bassin toscan*. Marine Geology, 13, 267-287.
- GHISETTI F., BARCHI M., BALLY A.W., MORETTI I. & VEZZANI L. (1993) - *Conflicting balanced structural sections across the Central Apennines (Italy): problems and implications*. In A.M. SPENCER (Ed.) "Generation, accumulation and production of European hydrocarbons", Spec. Publ. E.A.P.G., 3, 219-231.
- GIANELLI G., PUXEDDU M., BATINI F., BERTINI G., DINI I., PANDELI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy)*. Geothermics, 17, 719-734.

- GIANNINI E. (1957) - *I fossili dell'arenaria di Manciano (Grosseto)*. Palaeont. Ital., 51, 97-103.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) - *Lineamenti di stratigrafia e di tettonica*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr., 27, 33-168.
- GORINI C., LE MARREC A. & MAUFFRET A. (1993) - *Contribution to the structural and sedimentary history of the gulf of Lyons (western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data*. Bull. Soc. Géol. France, 164(3), 353-363.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison alps-apennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 309-341.
- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) - *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Mar. and Petr. Geol., 5, 2-16.
- JOLIVET L., DANIEL J. M. & FOURNIER M. (1991) - *Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica*. Earth and Plan. Sci. Lett., 104, 278-291.
- JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFÉ B., MICHARD A. & JOURDAN C. (1990) - *Ductile extension in Alpine Corsica*. Geology, 18, 1007-1010.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques*. Journ. Struct. Geol., 8, 781-798.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 467-476.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1987) - *Contractional and extensional tectonics along the transect Trasimeno Lake - Pesaro (Central Italy)*. In: BORIANI et alii (Ed.), "The lithosphere in Italy: advances in earth sciences research". Accademia Naz. dei Lincei, 80, 177-194.
- LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PASCUCCI V. & TORELLI L. (1995) - *Le sequenze sedimentarie neogenico-quadernarie nella piattaforma del tirreno settentrionale*. Questo volume.
- MANTOVANI E., BABUCCI D. & FARSI F. (1985) - *Tertiary evolution of the Mediterranean region: major outstanding problems*. Boll. Geof. Teor. Appl., 105, 67-90.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia Centrale e Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 649-678.
- MATTAUER M. & PROUST F. (1976) - *La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme de haute pression par subduction de croûte continentale sous de matériel océanique*. C. R. Acad. Sci., Paris, 282, 1249-1252.
- MAUFFRET A., LABARBARIE M. & MONTADERT L. (1982) - *Les affleurements de séries sédimentaires pré-pliocènes dans le bassin méditerranéen nord-occidental*. Marine Geology, 45, 159-175.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1969) - *La zona di Castelsardo: la meno incompleta serie miocenica della Sardegna*. Giornale di Geologia, 35, 345-357.
- MAZZEI R., PASINI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1981) - *L'età dell' "Arenaria di Ponsano" della zona di Castellina Scalo (Siena)*. Mem. Soc. Geol. It., 21(1980), 63-72.
- MENICCHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) - *CROP 03 - il tratto Val Tiberina-Mare Adriatico: sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avanfesse della zona umbro-marchigiano-romagnola*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1, 279-293.
- MONGELLI F., ZITO G., CIARANFI N. AND PIERI P. (1989) - *Interpretation of heat flow density of the Apennine chain, Italy*. Tectonophysics, 164, 267-280.
- MONTARNARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali del Nordappennino: I. L'Unità di Canetolo*. Boll. Soc. Geol. It., 101 (2), 275-289.
- MONTIGNY R., EDEL J.B., & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics*. Earth and Planet. Sciences Letters, 54, 261-271.
- NICOLIGH R. & MARCHETTI N. (1982) - *Profili sismici*. In: "Il Graben di Siena", CNR-PFE-RF, Pisa, 9, 137-14.
- OGGIANO G., FUNEDDA A. & PASCIS S. (1995) - *Un esempio di struttura transensiva legata all'interazione tra il retropaese sardo e l'Appennino Settentrionale: il Bacino di Chilivani-Berchidda*. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- ORSZAG-SPERBER F. & PILOT M. D. (1976) - *Grand traits du Néogène de Corse*. Bull. Soc. Géol. France, 7, t. XXVIII, 1183-1187.
- PASQUALE V., VERDOYA M., CHIOZZI P. & AUGLIERA P. (1993) - *Dependence of the seismotectonic regime on the thermal state in the northern Italian Apennines*. Tectonophysics, 217, 31-41.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI et alii (Ed.), "The lithosphere in Italy: advances in earth sciences research". Accademia Naz. dei Lincei, 80, 157-186.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 421-451.
- PITTAU DEMELLA P. (1979) - *Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Pal. It., 18, 303-314.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., 28, 549-576.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The western Mediterranean Basin Geological Evolution*. Marine Geology, 55, 447-477.
- REUTTER K., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the North Apennines*. Tectonophysics, 64, T1-T9.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, 15, 714-717.
- SAVELLI C., BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G. & MACCIONI L. (1979) - *K/Ar geochronology and evolution of the Tertiary "calcaic" volcanism of Sardinia (Italy)*. J. Volcanol. Geoth. Res., 5, 257-26.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian arc*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 27-34.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area toscano-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti 1, 429-463.
- TAVARNELLI E. (1993) - *Struttura della copertura umbro-marchigiana: pieghe e sovrascorrimenti fra la Valnerina e la Conca di Rieti*. Tesi di dottorato inedita, Siena, Febbraio 1993.
- THEYE T. (1994) - *High-pressure metamorphism in Verrucano metasediments of the Monte Argentario, Northern Apennines - A new occurrence of magnesio-carpholite*. I.M.A., 16th meeting, Pisa.
- THOMAS B. & GENNESSEAU M. (1986) - *A two-stage rifting in the basins of the Corsica-Sardinia straits*. Marine Geology, 72, 225-239.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, 9, 577-618.
- VIDAL G., GOFFÉ B. & THEYE T. (1992) - *Experimental study of stability of sudoite and magnesio-carpholite and calculation of a new petrogenetic grid for the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. J. Metamorphic Geol., 10, 603-614.
- WEZEL F. C., MEZZADRI G., CHIARI R., GALLO F. & VERNIA L. (1977) - *Prima descrizione di alcune rocce del substrato del bacino della Sardegna (Mar Tirreno)*. Acta Nat. Ateneo Parmense, 13, 71-92.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F. & MARANI M. & FABBRI A. (1986) - *Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian sea*. Giornale di Geol. ser° 3, 48(1/2), 25-40.