

ASPETTI GEOLOGICO-STRUTTURALI DELLE "AREE DI AVANPAESE"
NELL'APPENNINO CENTRO-ORIENTALE (****)

INDICE

RIASSUNTO	pag.	201
ABSTRACT	"	201
INTRODUZIONE	"	201
EVOLUZIONE TETTONICA SEDIMENTARIA		
CRETACICO - MIOCENICA	"	202
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	"	205
BIBLIOGRAFIA	"	207

RIASSUNTO

La strutturazione della catena a *thrust* dell'Appennino centro-orientale si è individuata a seguito della migrazione del sistema catena-avanfossa - avanpaese, dove le aree di avanpaese sono state progressivamente coinvolte in avanfossa dal Tortoniano al Pliocene inferiore.

Tuttavia, tra il Cretaceo superiore ed il Miocene superiore, questa porzione dell'Appennino, quando era ancora nel dominio di avanpaese, subì una continua ed evidente strutturazione. Gli ambienti sedimentari e la paleogeografia furono infatti notevolmente controllati dalla tettonica sinsedimentaria che in parte riutilizzava le precedenti strutture distensive ereditate dalla tettonica giurassica.

Studi in corso hanno evidenziato che gli effetti di tale tettonica sinsedimentaria sono stati caratterizzati da sollevamenti, inarcamenti e basculamenti di blocchi e formazione di faglie normali. A seguito di questi movimenti la paleogeografia venne modificata con importanti conseguenze sia nella distribuzione dei sedimenti torbiditici nell'ambito dei singoli bacini di avanfossa, che, in seguito, nel controllo delle geometrie dei sovrascorrimenti, sia a scala regionale che locale.

Lo studio dei depositi meso-cenozoici sta rendendo possibile una visione più completa sia degli originari rapporti esistenti tra i bacini e le vicine aree più rialzate che della loro evoluzione durante le diverse fasi dell'orogenesi; permettendo inoltre di formulare alcune ipotesi sui caratteri strutturali di tali aree prima della flessurazione e del progressivo passaggio in avanfossa.

ABSTRACT

The central-eastern Apennine thrust belt was individuated by the space-time migration of the foreland - foredeep - chain system, where the foreland areas were progressively involved in the foredeep domain from the Tortonian to the Lower Pliocene time.

However, even during the period between the Upper Cretaceous and the Upper Miocene, when this part of the Apennines was in the foreland domain, an evident and continuous sinsedimentary tectonics can be observed. The sedi-

(*) Dipartimento Scienze della Terra, Università "La Sapienza" Roma.

(**) Dottorato di Ricerca, Dipartimento Scienze della Terra, Università "La Sapienza" Roma.

(***) Dipartimento Servizi Tecnici Nazionali, Presidenza del Consiglio dei Ministri.

(****) lavoro presentato a GEOITALIA 1997 - I F.I.S.T., Bellaria (Rimini) 5-9 Ottobre 1997, eseguito con i fondi M.U.R.S.T. 40% e 60% Resp. Prof. Centamore.

mentary environments and the paleogeography were strictly controlled by an intense synsedimentary tectonics, which mainly utilized the previous structural elements already formed during the Jurassic extensional tectonic phases.

From the results of the in progress studies, the effects of this tectonics occurred with large-scale uplifting and bending of huge blocks made of the carbonate platform successions and probably the upper crust, accompanied by the depression and tilting of the marginal portions of those blocks, bordered by normal faults.

The resulting paleogeography played an important role either in the distribution of the siliciclastic turbiditic deposits within each foredeep basin, or, later, in the control of the thrust geometry at local and regional scale.

The study of meso-cenozoic deposits is making possible a more complete view of the original relationship between basins and platforms areas, and their evolution during the orogenic phases; it also allows us to express some hypothesis about the structural characters of these areas before the flexure and the final passage into the foredeep domain.

PAROLE CHIAVE.: Appennino centrale, Evoluzione cretaceo - miocenica, Tettonica di inversione

KEY WORDS: Central Apennines, Cretaceous - Miocene evolution, Inversion tectonics

INTRODUZIONE

L'evoluzione paleogeografica dell'Appennino centro-orientale è direttamente collegata alla geodinamica dell'area mediterranea, e, più precisamente, a quella della porzione settentrionale del cosiddetto *Promontorio Africano Auct.*, che è stata coinvolta dapprima nella fase di apertura della Tetide, quindi in quella di chiusura dell'oceano ligure-piemontese, poi nella collisione tra Africa ed Europa ed infine nelle fasi post-orogeniche, caratterizzate da processi di sollevamento della catena e dallo sviluppo di sistemi distensivi.

Durante il processo di apertura della Tetide si è sviluppata una importante fase distensiva, caratterizzata dall'assottigliamento della crosta continentale del *Promontorio Africano*. Questa ha agito, nell'area esaminata, tramite faglie listriche normali, che, in qualche caso, hanno dislocato il basamento (BERNOULLI *et alii*, 1979; BALLY *et alii*, 1986; ACCORDI *et alii*, 1988; LAVECCHIA, 1988), parallele al margine continentale ed accompagnate da faglie trasversali od oblique. Durante questa fase si osservano importanti e sostanziali modifiche della antica paleogeografia, con la formazione di distinti domini paleogeografici, che costituiranno, in seguito, l'ossatura principale dell'edificio appenninico.

Nel *Dominio Toscano* e in quello *Umbro-Marchigiano*, gran parte delle faglie legate all'apertura della

Tetide utilizzarono, come livello di scollamento, la plastica formazione delle evaporiti triassiche. L'annegamento precoce di questi domini si manifestò con una certa diacronia dalla Toscana alle Marche, con tassi di subsidenza differenziati (BERNOULLI *et alii*, 1979).

Il *Dominio Laziale-Abruzzese* rimase relativamente più stabile e vi si depose una potente successione basale calcareo-dolomitica di piattaforma carbonatica che compensava la subsidenza (CANTELLI *et alii*, 1978; 1984, CASTELLARIN *et alii*, 1978). Tuttavia anche l'estesa piattaforma carbonatica triassico-liassica di tale dominio venne frammentata in grandi blocchi da sistemi di faglie normali, parallele al margine continentale o trasversali ad esso, che andarono a delimitare bracci di mare relativamente più profondi. Questi, in seguito, si svilupperanno maggiormente con la formazione di *solchi di intra-piattaforma*, in cui si instaurano ambienti da marginali a pelagici (COLACICCHI, 1967; COLACICCHI *et alii*, 1978) (Fig. 1).

del dominio di avampaese e che si sviluppò, nell'area in esame, dal Tortoniano alla parte alta del Pliocene inferiore (VAI, 1987; BOCCALETTI *et alii*, 1986; 1990).

Tuttavia già a partire dal Cretaceo medio-superiore fino al Tortoniano-Pliocene inferiore, quando questa porzione dell'Appennino era ancora nel *dominio di Avampaese*, la regione in esame subì una continua strutturazione per gli effetti di una tettonica sinsedimentaria, che riutilizzava in parte precedenti dislocazioni distensive giurassiche e che controllava l'evoluzione degli ambienti sedimentari e la dinamica deposizionale.

Dall'esame di alcuni elementi emersi da ricerche recenti ed ancora in corso, è possibile ricostruire l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'Appennino centro-orientale tra il Cretaceo superiore ed il Miocene superiore e di definire, almeno qualitativamente, il controllo esercitato sulla sedimentazione e sull'assetto strutturale della catena.



Fig. 1 - Distribuzione delle litofacies giurassico - cretache e sistemi di faglie che controllavano i margini dei blocchi di piattaforma. 1 - Depositi quaternari; 2 - Depositi calciruditi (Messiniano - Pliocene inf.); 3 - Depositi torbiditici silicoclastici (Messiniano - Pliocene inf.); 4 - Depositi miocenici di rampa esterna e di scarpata; 5 - Sistemi di faglie; 6 - Depositi miocenici di rampa interna; 7 - Successioni giurassico - cretache di piattaforma carbonatica; 8 - Successioni giurassico - cretache di scarpata, bacino e solco pelagico.

C= Capestrano; Ca= Castelli; Co= Collepietro; F.A. = Fiume Aterno; F.P.= Fiume Pescara; F.S. = Fiume Salto; F.V.= Fiume Velino; FP= Forca di Penne; MA= M. Cecco d'Antonio; MC= M. Cappellone; MCa= M. Cappucciata; MO= Monti d'Ocre; MP= M. Picca; MPr= M. Prezza; MR= M. Roccatagliata; MSR= M. S. Rocco; O= Ofena; P= Popoli; R= Rigopiano; SBP= S. Benedetto in Perillis; SSS= S. Stefano di Sessanio; T= Tre Monti; VSL= Villa S. Lucia.

Alla fine del Cretaceo inferiore iniziò la chiusura del bacino ligure-piemontese (Tetide occidentale), che si concluse definitivamente nell'Eocene (POLINO *et alii*, 1990). In seguito alla collisione continentale tra Africa ed Europa, ebbe inizio l'orogenesi appenninica, caratterizzata dalla progressiva migrazione verso est del sistema catena-avanfossa-avampaese, che coinvolse porzioni sempre più esterne

EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA CRETACICO - MIOCENICA

In base a dati di carattere stratigrafico e strutturale raccolti in diverse aree dell'Appennino centrale, è stato possibile ricostruire l'evoluzione tettonico-sedimentaria di questo settore tra il Cretaceo ed il Miocene.

Il Cretaceo inferiore fu caratterizzato da una generale quiete tettonica così che le variazioni ambientali registrate nella piattaforma carbonatica furono controllate, quasi esclusivamente, dalle variazioni eustatiche del livello marino (ACCORDI *et alii*, 1988; CESTARI & SIRNA, 1991).

Nel Cretaceo medio-superiore iniziarono a svilupparsi movimenti verticali differenziati che produssero, nei blocchi principali, degli inarcamenti a largo raggio, accompagnati dalla formazione di faglie distensive nelle porzioni periferiche dei blocchi stessi. Nei settori centrali dei blocchi che andarono in emersione si osservano attualmente lacune sedimentarie e depositi bauxitici, legati anche a manifestazioni vulcaniche (D'ARGENIO & ALVAREZ, 1980; D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1987), mentre nei settori marginali degli stessi si formavano filoni sedimentari a seguito di riempimento di fratture. Alcune porzioni periferiche di questi grandi blocchi furono inoltre basculati e sprofondarono in ambienti più profondi; a seguito di ciò ebbe luogo una progressiva riduzione delle aree di piattaforma mentre si ampliarono quelle marginali o quelle pelagiche dei *solchi di intrapiattaforma*, nonché le fasce di transizione al bacino Umbro-Marchigiano (CARBONE *et alii*, 1971; BERGOMI & DAMIANI, 1976; PRATURLON & SIRNA, 1976; ACCORDI *et alii*, 1988; CHIOCCHINI *et alii*, 1989; COMPAGNONI *et alii*, 1990; DAMIANI *et alii*, 1991) (Fig. 2).

Durante l'Eocene i movimenti verticali continuano ulteriormente: le aree già emerse in precedenza si sollevano maggiormente e su di esse si sviluppò una estesa lacuna sedimentaria. Nelle aree periferiche della piattaforma invece si può osservare talora la sovrapposizione in netta discordanza angolare, e con vistosi *onlap*, di depositi di rampa carbonatica su precedenti depositi di scarpata o di bacino prossimale, talora basculati ed erosi.

Alle dislocazioni spesso si accompagnarono manifestazioni di magmatismo di intraplacca (AMENDOLAGINE *et alii*, 1964; DE FINO *et alii*, 1983; RICCHETTI *et alii*, 1988), particolarmente evidenti nel Gargano (Punta delle Pietre Nere), lungo la linea delle Tremiti e, nell'area in esame, nell'affioramento di Monte La Queglia (DURAZZO *et alii*, 1984; BIGI, 1993; BIGI *et alii*, 1995a) o nel sottosuolo nei sondaggi Maiella 1 e Villadegna nel pescarese.

Gli effetti del controllo tettonico sulla sedimentazione e sulla evoluzione paleoambientale sono evidenti analizzando alcune successioni sedimentarie dell'area esaminata:

a) nei dintorni di Villa S. Lucia, Capestrano, Forca di Penne, Monte Picca e Monte Roccatagliata (Gruppo Gran Sasso-Morrone), dintorni di Popoli, S. Benedetto in Perillis e Collepietro e nei dintorni di Monte Prezza e Forca Caruso depositi eocenici (*Calcari a Nummuliti*) di rampa s.l. poggiano, in netta discordanza angolare, al di sopra dei vari termini di scarpata e di bacino prossimale cretatici (BIGI, 1993; BIGI *et alii*, 1995a);

b) nelle aree nei dintorni dei Tre Monti (Fucino), di Santo Stefano di Sessanio, tra Monte Cappellone e Monte Cecco d'Antonio, e tra Rocca di Fondi e Monte Le Serre, depositi eocenici di rampa ricoprono in discordanza vari termini della successione cretatica di piattaforma basculata ed erosa.

Nell'Oligocene il quadro evolutivo non differì di molto da quello precedente. Nelle aree sopra indicate depositi di rampa carbonatica di questa età giacciono, sempre in discordanza sui termini più antichi con vistosi *onlap* e con lacune sedimentarie maggiormente estese nelle aree più rialzate.

Nel Miocene inferiore-medio la strutturazione dell'area si fece ancora più complessa: nella sua migrazione verso est il sistema catena-avanfossa raggiunse il bordo occidentale dell'area considerata, che in questo intervallo di tempo rappresentava il *peripheral bulge* in evoluzione dell'avanfossa infra-miocenica. Con il maggior incremento del sollevamento, i fenomeni prima descritti vennero amplificati, con una più accentuata articolazione della paleogeografia.

Su gran parte del *dominio laziale-abruzzese* prima emerso si instaurò di nuovo un ambiente marino. La trasgressione diacrona procede dai margini verso l'interno dei blocchi; la distribuzione areale dei depositi e le differenze tra le litofacies sono strettamente legate alla morfologia preesistente e alla continua evoluzione paleogeografica (SANTO & SGROSSO, 1987; DAMIANI *et alii*, 1991). Nelle aree periferiche si svilupparono successioni carbonatiche subtidali spesse e continue (rampa s.l., CIVITELLI *et alii*, 1996), mentre in quelle più interne e rilevate si depositarono sedimenti di piattaforma inter e subtidali con spessori ridotti e talora caratterizzate da unità condensate e lacunose, costituiti da una tipica associazione *foramol*. A luoghi nelle aree più interne e più rialzate si rinvengono solo orizzonti mineralizzati a glauconite e fosfati. Come si può attualmente osservare, la trasgressione è in genere paraconcordante con le unità più antiche, ma spesso i depositi miocenici poggiano con marcata discordanza angolare oltre che sui depositi paleogenici, anche su quelli mesozoici, evidentemente basculati ed erosi. Infatti in molte aree l'unità dei *Calcari a briozi* e *litotamni* poggia su depositi di piattaforma (*isolated platform*) e di margine del Cretaceo inferiore, medio e superiore chiaramente basculati ed erosi, come nei pressi della Valle del Salto, tra M. Nuria e M. S. Rocco, nei M.ti D'Ocre sul Sirente-Velino e sui Tre Monti. Questa stessa unità, considerabile di rampa interna, passa lateralmente a depositi carbonatici di rampa da interna ad intermedia, che a loro volta giacciono in discordanza con vistosi *onlap* sui depositi carbonatici di margine del Cretaceo e su quelli di rampa o di scarpata paleogenici, come è visibile tra la Valle dell'Aterno ed il fronte di sovrascorrimento del Gran Sasso. Nelle parti più ribassate dei blocchi si depositarono invece sedimenti marnosi e calcareo-marnosi di rampa da intermedia ad esterna, localmente costituiti prevalentemente da spicole di spugne, che aumentano di spessore verso le zone più periferiche dei blocchi stessi (CARBONI *et alii*, 1992; BIGI *et alii*, 1995b). In alcuni casi, come nell'area compresa tra Ofena, M. Cappucciata, Colle dei Cavatori, Rigopiano (Gruppo del Gran Sasso) al di sopra delle successioni carbonatiche mesozoiche e paleogeniche di piattaforma e di rampa, già basculate ed erose, affiorano, in netta discordanza angolare, depositi calcarenitici e calciruditici (scarpata da prossimale a distale) (*Calcareniti di Montefiore Auct.* di età Miocene medio-superiore), che passano verso l'alto a depositi torbiditici silicoclastici di avanfossa (CENTAMORE *et alii*, 1991, 1992;

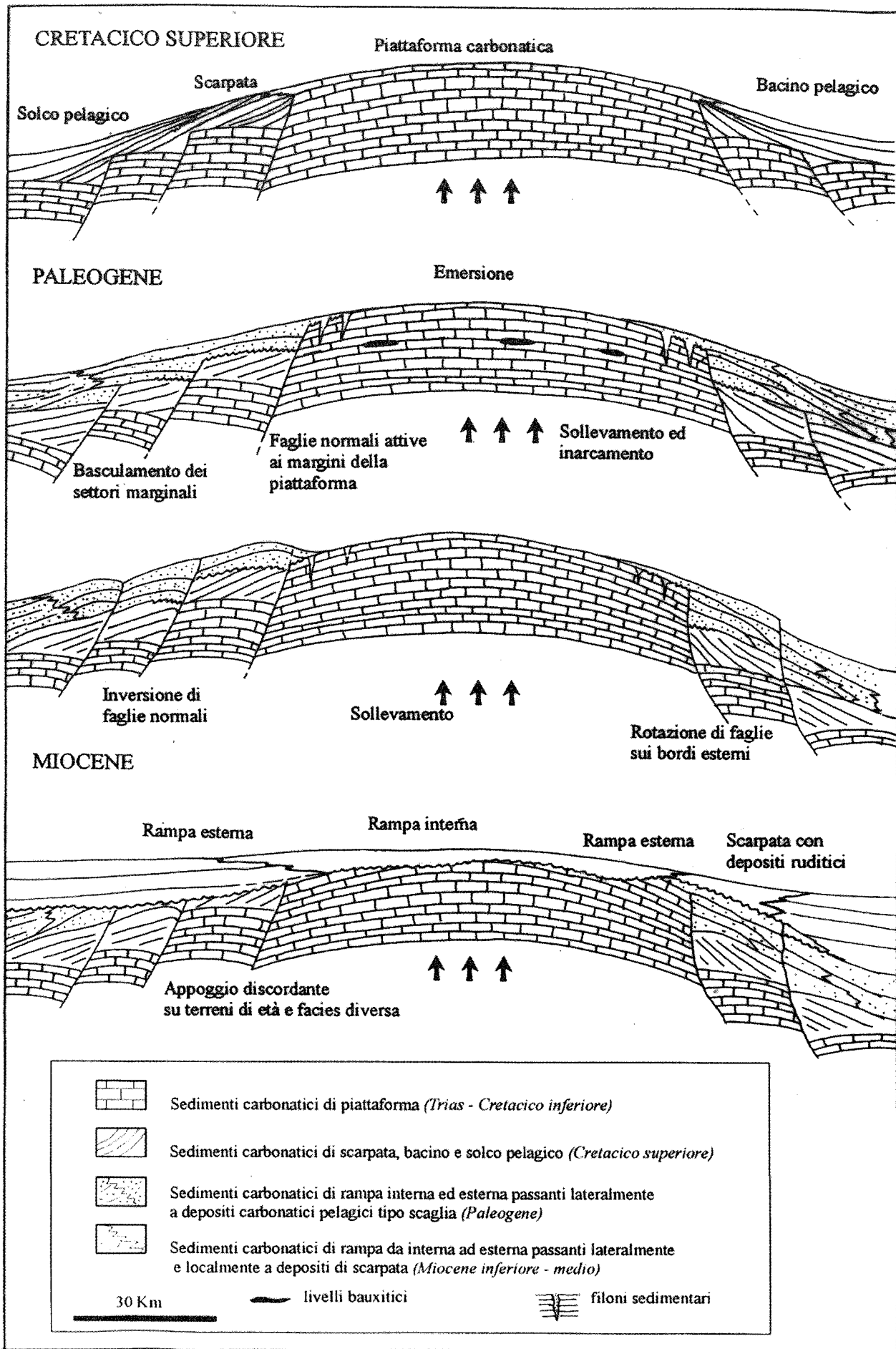


Fig. 2- Possibile ricostruzione dell'evoluzione di un blocco di piattaforma nell'intervallo di tempo Cretacico superiore - Miocene medio.

BIGI, 1993; BIGI *et alii*; 1995a, 1997a). All'interno della porzione basale di questa formazione sono intercalati olistoliti, lenti di conglomerati e depositi di frana sottomarina (olistostromi *Auct.*), con clasti ben arrotondati, che derivano dall'erosione sia delle formazioni pre-mioceniche che di quelle del Miocene inferiore. Questi depositi vengono messi in relazione con la presenza di scarpate di faglia formatesi in corrispondenza del bordo della rampa (BIGI *et alii*, 1997b) (Fig. 2).

Da quanto sopra esposto è evidente che il *Dominio laziale-abruzzese*, durante l'intervallo Cretaceo inferiore-medio-Oligocene, pur rimanendo in un generale dominio di avanpaese, subì gli effetti di una notevole tettonica sinsedimentaria, caratterizzata da movimenti verticali differenziati, con inarcamenti dei blocchi principali che si erano già delineati durante la fase distensiva giurassica, e con la formazione di faglie normali caratterizzate da scollamenti più superficiali, che favorivano lo sbloccamento ed il basculamento dei settori periferici dei blocchi stessi. Ne risultò così un generale assetto di dorsali ad ampio raggio di curvatura separate da depressioni relativamente profonde. Questo tipo di strutture vengono qui interpretate come deformazioni compressive di intraplacca da correlare con il processo collisionale del sistema Alpi - Appennino (*collision-related intraplate compressional deformation* di ZIEGLER, 1988).

Quando l'area della piattaforma carbonatica venne progressivamente inglobata nel dominio di avanfossa, la morfologia di quest'ultima risulta notevolmente articolata. Probabilmente anche durante lo sviluppo dell'avanfossa i dislivelli dovuti alla tettonica sinsedimentaria descritta sono ancora presenti, come evidenziato dalla presenza di olistostromi e megabrecce costituiti da rocce carbonatiche pre-mioceniche e del Miocene inferiore e medio, staccatesi dalle scarpate di faglia che bordavano le dorsali carbonatiche presenti nell'avanfossa e depostesi nei coevi sedimenti torbiditici silicoclastici (Brecce della Renga, COMPAGNONI *et alii*, 1990); olistostromi nelle torbiditi della Valle del Salto e del Velino, nei pressi di Ricetto e nella *Formazione della Laga* (nei dintorni di Castelli). In particolare, dalla analisi delle strutture distensive pre-piegamento rilevate nelle successioni carbonatiche pre-torbiditiche e nelle torbiditi silicoclastiche emerge che faglie normali erano attive durante il Miocene medio-superiore ed il Pliocene (CALAMITA & DEIANA, 1980, 1988; RIDOLFI, 1993; ADAMOLI *et alii*, 1997; CALAMITA *et alii*, 1997; BIGI *et alii*, 1998; SCISCIANI *et al.*, 1998).

Questa strutturazione del *Dominio laziale - abruzzese* durante la fase di avanfossa condizionò notevolmente la dinamica deposizionale delle torbiditi silicoclastiche. Queste mostrano, soprattutto nelle parti apicali e mediane dei bacini, facies sabbiose, interpretate come prodotte da correnti di torbida ad alta densità che riescono ad evolvere poco sottopendio a causa anche della funzione di ostacolo che esercitavano i blocchi rialzati delimitanti le varie depressioni (bacini torbiditici minori) che caratterizzavano l'intera avanfossa (MILLI, dati inediti, in prep.). Le torbiditi silicoclastiche che colmano queste depressioni si appoggiano in *onlap* verso i bordi delle stesse e presentano facies sabbiose grossolane con spessori elevati nelle aree più profonde e lungo l'asse delle depressioni. Queste facies sono sostituite verso

l'alto da sedimenti sabbiosi più fini che passano a peliti in corrispondenza delle parti più rialzate che delimitavano le depressioni, dove è stata rinvenuta la presenza anche di crostoni manganesiferi.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Per quanto riguarda i meccanismi che hanno controllato la tettonica sinsedimentaria del *Promontorio africano* dopo la fase di apertura della Tetide, essi sono tuttora oggetto di discussione. Per alcuni Autori i sollevamenti e le faglie ad essi collegate, i collassi di megabrecce ed olistostromi dalle scarpate di faglia sono attribuiti ad una generica tettonica distensiva, che in molti casi ha riattivato le vecchie faglie giurassiche (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; CERRINA FERONI & PATACCA, 1975).

Per WINTER & TAPPONIER (1991), la riattivazione delle faglie giurassiche e la formazione di quelle cretatiche più recenti è legata a fasi trascorrenti connesse alla convergenza tra Africa ed Europa.

CENTAMORE *et alii* (1973, 1979) e CALAMITA *et alii* (1986) considerano la formazione e l'evoluzione delle dorsali e depressioni del *Dominio umbro-marchigiano*, gli inarcamenti di quello laziale-abruzzese e i processi sedimentari ad essi associati come un effetto marginale della fase compressiva instauratasi a partire dalla fase di convergenza oceanica.

Per CARANNANTE *et alii* (1988) e RICCHETTI *et alii* (1988) gli inarcamenti del *Dominio campano e apulo* durante le fasi di chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese, sono riconducibili a "larghe ondulazioni (*bulges*) litosferiche connesse con la deformazione distale del margine periadriatico", in relazione alla collisione Africa-Europa, accompagnati da fenomeni minori di *block faulting* e *tilting* regionali e dallo sviluppo di vulcanismo di intraplacca talora a carattere esplosivo.

Da quanto sopra esposto, appare chiaro che evidenti fenomeni di tettonica sinsedimentaria caratterizzati dalla presenza di sollevamenti e di faglie normali sono presenti ovunque nell'intervallo temporale compreso tra il Cretaceo inferiore e il Miocene superiore nel dominio di avanpaese del *Promontorio Africano*, e che tali articolazioni si conservano, se non addirittura evolvono anche durante la fase di avanfossa. La presenza di faglie normali sinsedimentarie attive durante una fase di chiusura oceanica o addirittura di collisione ensialica rimane però un problema ancora aperto. Una distensione regionale in un generale regime compressivo potrebbe realizzarsi in presenza di una notevole componente trascorrente a scala regionale (WINTER & TAPPONIER, 1991).

Un altro meccanismo che potrebbe spiegare la presenza di sollevamenti e di articolazioni paleogeografiche così accentuate già durante la fase di convergenza oceanica e di collisione è quello della parziale inversione tettonica del preesistente sistema di faglie normali giurassiche (lo stesso a cui è legata l'apertura dell'Oceano tetideo) sia in senso inverso che trascorrente, a seconda delle orientazioni e della compatibilità cinematica rispetto all'orientazione del campo di *stress* compressivo che si venne a creare a partire dal Cretaceo superiore in poi nel *Promontorio africano* (Fig. 2).

In particolare, nel *Dominio laziale-abruzzese*, qui considerato, così come in quello *campano ed apulo*, caratterizzati da potenti successioni carbonatiche dal comportamento rigido, la sedimentazione fu controllata dalla tettonica sinsedimentaria che si esprime attraverso processi di inarcamento di blocchi ad ampio raggio di curvatura e da sistemi di faglie normali, con la formazione di *block faulting* e di *tilting* regionali che produssero collassi gravitativi e determinarono la deposizione di successioni di scarpata nelle aree periferiche dei blocchi stessi. I dati disponibili indicano infatti che le aree centrali di questi blocchi subirono sollevamenti anche di notevole entità, amplificati o attenuati dalle variazioni eustatiche del livello marino. Inoltre, la presenza di depositi miocenici trasgressivi che poggiano in discordanza angolare su vari termini basculati ed erosi della successione che va dal Giurassico all'Oligocene, soprattutto nelle aree marginali dei blocchi stessi, può essere plausibilmente spiegata con locali rotazioni ed inversioni di precedenti faglie normali durante le fasi di sollevamento ed inarcamento.

Considerando l'orientazione delle faglie giurassiche nelle aree appenniniche di avanpaese indicate nelle ricostruzioni paleogeografiche del bacino del Mediterraneo e la posizione del campo di *stress* instauratosi durante le fasi di chiusura oceanica e di collisione (ZIEGLER, 1983, 1987, 1988), appare possibile ipotizzare processi di parziale inversione tettonica. Questi avrebbero interessato gran parte delle faglie listriche a cui è legata la distensione giurassica, sia in senso inverso che trascorrente, invertendone il movimento soltanto nei livelli più profondi, in funzione delle locali variazioni del campo di *stress* regionale (JEAGER & COOK, 1979; JACKSON, 1980; ETHRIDGE, 1986; LETOUZEY, 1986, 1990; SASSI & CAREY-GAILHARDIS, 1987; MITRA, 1993; SASSI *et alii*, 1993; COWARD, 1994; SIBSON, 1995) (Fig.3 - 4).

In questo caso, gli inarcamenti ed i sollevamenti osservati nel *Dominio laziale - abruzzese* sarebbero legati a tale riattivazione/inversione nei livelli più profon-

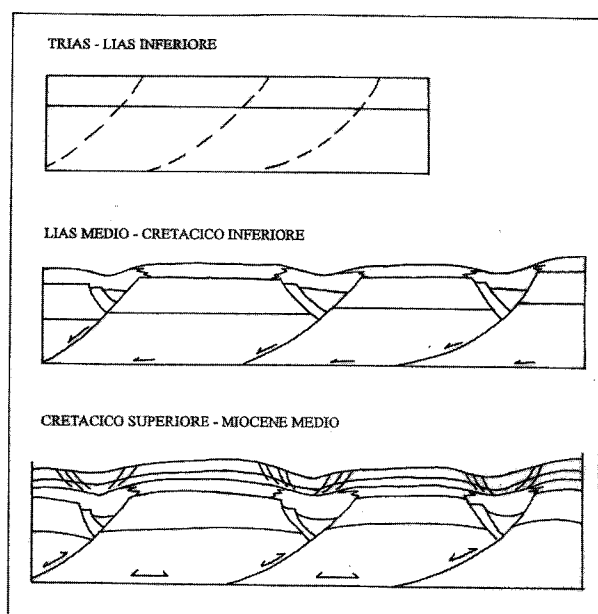


Fig. 3 - Schema evolutivo a grande scala dei blocchi di piattaforma. Lo scollamento basale per le faglie più profonde è ipotizzato nella crosta superiore; la larghezza dei blocchi crostali è dell'ordine dei 50 Km.

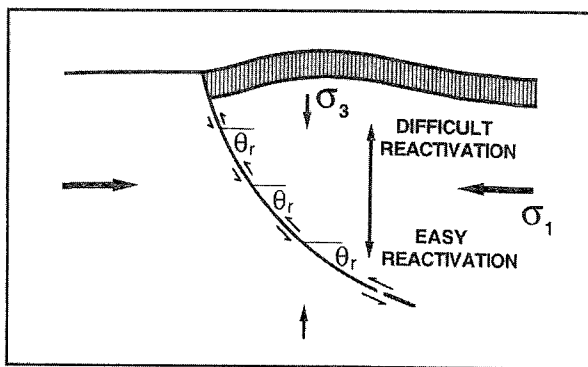


Fig. 4 - Schema di inversione parziale (da SIBSON 1995).

di, a scala regionale, con manifestazioni superficiali compatibili con tale modello ed estremamente differenziate nell'ambito dell'intero dominio paleogeografico probabilmente in funzione della diversa orientazione delle faglie giurassiche che subiscono l'inversione.

Esempi di strutture analoghe sono documentate in altre aree di avanpaese sia sulla base di analisi di linee sismiche che di analisi dei tassi di subsidenza (ARGNANI *et alii*, 1993; CHIRI, 1994; GILLERIST *et alii*, 1987; BALLY *et alii*, 1985; CLOETHING, 1988, 1992; DOROBEC *et alii*, 1991; DE RUIG *et alii*, 1991; NACHTMANN & WAGNER, 1987). Altri esempi provengono dalla struttura dell'Atlante in Marocco (ZIEGLER, 1983; LETOUZEY, 1986; LAVILLE *et alii*, 1977), dalla catena di Palmyra in Siria (LOVELOCK, 1984), dalle Alpi francesi, i Pirenei e la catena di Taiwan (BALLY, 1985; GILLERIST *et alii*, 1987; LETOUZEY, 1990).

Anche durante la successiva fase di flessurazione e di avanfossa, il modellamento della paleogeografia e la distribuzione dei flussi torbiditici sono ancora notevolmente controllati dalla tettonica e dalle precedenti strutture, con la formazione di depressioni confinate e bordate da faglie nell'ambito del *Dominio laziale-abruzzese*, che pur coinvolto nella fase di avanfossa rimarrebbe sempre più rialzato rispetto alle circostanti zone di bacino pelagico (BIGI *et alii*, 1997a).

Infine è molto probabile che, anche durante il successivo coinvolgimento dei diversi domini di avanfossa in catena, i piani di *thrust* in propagazione abbiano riutilizzato tali discontinuità sia come rampe frontali che laterali, invertendone talora completamente il movimento o che la presenza di queste antiche discontinuità abbia esercitato un controllo sulla traiettoria dei *thrust* in propagazione (LAVILLE *et alii*, 1977; KOOPMAN, 1983; CALAMITA & DEIANA, 1986; BUTLER 1987, 1992; GILLERIST *et alii*, 1987; ZIEGLER, 1983; LOVELOCK, 1984; LETOUZEY, 1986, 1990; NACHTMANN & WAGNER, 1987; MC CLAY, 1989, 1995; ADAMOLI, 1992; BRUNI *et alii*, 1997; TAVARNELLI, 1996; ADAMOLI *et alii*, 1997; CALAMITA *et alii*, 1997; BIGI *et alii*, 1998; SCISCIANI *et alii*, 1998). Infatti si osserva che i principali piani di sovrascorrimento dell'area laziale-abruzzese si sviluppano in corrispondenza dei margini orientali dei blocchi della piattaforma, dove in generale la struttura sovrascorsa è caratterizzata da porzioni di piattaforma interna, mentre il *footwall* è costituito da successioni marginali o di ambiente pelagico depostesi nelle aree periferiche del blocco stesso (Gran Sasso, Sirente, M. Giano - M. Gabbia);

in particolare tali faglie hanno controllato la localizzazione delle rampe frontali e laterali, queste ultime sviluppatasi dove l'orientazione delle strutture giurassiche non era coassiale alla compressione (Morrone, Maiella).

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) - *Note illustrative alla Carta delle Litofacies del Lazio - Abruzzo e regioni limitrofe*. C.N.R. - P.F. Geodinamica: sottoprogetto 4. Quad. Ric. Scient., **114**, 5, 223 pp.
- ADAMOLI L. (1992) - *Evidenze di tettonica d'inversione nell'area del Corno Grande - Corno Piccolo (Gran Sasso d'Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 53-66.
- ADAMOLI L., CALAMITA F., PIERANTONI P.P., PIZZI A., RIDOLFI M., RUSCIDELLI G. & SCISCIANI V. (1997) - *Miocene pre-thrusting normal faults in the central Apennines (Italy)*. Abstract e poster presentati al: Tectonic Studies Group, Annual Meeting, Durham (UK), December, 1997
- AMENDOLAGINE M., DELL'ANNA L. & VENTRIGLIA V. (1964) - *Le rocce ignee alla Punta delle Pietre Nere presso Lesina (FG)*. Periodico Miner., **23**, 337-395.
- ARGNANI A., FAVALLI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARANI M., MATTIETTI G. & MIELE G. (1993) - *Foreland deformational pattern in the Southern Adriatic Sea*. Annali di Geofisica, **36**, 212 - 224.
- BALLY A. W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Italy*. Mem. Soc. Geol. It., v. **35**, 257-310.
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagore Ed. Bologna.
- BERGOMI C. & DAMIANI A.V. (1976) - *Diagenesi precoce nei depositi serravalliano-tortoniani del Lazio e considerazioni sulla evoluzione strutturale del bacino di sedimentazione miocenico*. Boll. Serv. Geol. d'It., **97**, 35-66.
- BERNOULLI D., KALIN O. & PATACCA E. (1979) - *A sunken continental margin of the mesozoic Tethys: the northern and central Apennines*. Symposium "Sedimentation jurassique W europen" A.S.F. Publication speciale N 1, Mars.
- BIGI S. (1993) - *Caratterizzazione geologico-strutturale della zona esterna dell'Appennino abruzzese tra il Gran Sasso e la Maiella*. Tesi di Dottorato. Università di Camerino.
- BIGI S., CALAMITA F. & CENTAMORE E. (1995a) - *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2, 67-76.
- BIGI S., CAPOTORTI F., CENTAMORE E. & FUMANTI F. (1995b) - *Caratteri geologico - strutturali dell'area compresa tra Tornimparte ed i Monti d'Ocre (Appennino centrale, Italia)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2, 87-94.
- BIGI S., CENTAMORE E., FUMANTI F. & NISIO S. (1997a) - *Neogene and tectonics and sedimentation in the Northeastern sector of the Lazio-Abruzzi Apennines*. R.C.M.N.S. Interim Colloquium, Abstracts, Catania 4-9 Novembre 1997.
- BIGI S., CENTAMORE E. & MILLI S. (1997b) - *Le Calcareniti di M. Fiore e loro significato*. Gruppo di sedimentologia - CNR. Riunione scientifica annuale. Atti. Arcavacata di Rende (CS), 13-17 Ottobre 1997.
- BIGI S., SCISCIANI V., RUSCIDELLI G., CALAMITA F. & PALTRINIERI W. (1998) - *Il ruolo delle faglie normali pre-thrusting nella strutturazione della catena: l'esempio della Maiella*. Atti 79° Congresso Soc. Geol. It., Palermo, 21-23 Settembre, 1998.
- BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana. I. Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 271-365.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Gior. Geol., ser. 3, **48** (1-2), 227-233.
- 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*. Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol., **77**, 41-50.
- BRUNI F., CALAMITA F., MARANCI M. & PIERANTONI P.P. (1997) - *Il controllo della tettonica giurassica sulla evoluzione neogenica dei monti martani meridionali (Preappennino umbro)*. Studi Geol. Camerti, Volume speciale 1995/1, 121-135.
- BUTLER W. H. R. (1987) - *Thrust evolution within previously rifted regions: an example from the Vercors, French Subalpine Chains*. Mem. Soc. Geol., **38**, 5-18.
- BUTLER W.H.R. (1992) - *Structural evolution of the Western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chain*. In "Thrust tectonics" (Ed. by R.K. McClay), pp. 287-298. Chapman & Hall, London.
- CALAMITA F., CAPUTO R., PIZZI A., RIDOLFI M. & SCISCIANI V. (1997) - *Il controllo delle faglie normali pre-trusting nella strutturazione neogenica della catena: l'esempio della Montagna dei Fiori (Appennino Centrale)*. Convegno GeoItalia, 1° Forum Italiano di Scienze della Terra, Riassunti, Bellaria (9-9 Ottobre 1997).
- CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & MICARELLI A. (1986) - *Evoluzione tettonico - sedimentaria dell'area umbro-marchigiana dal Trias al Pleistocene*. In Centamore e. Deiana G. (Ed.) "La geologia delle Marche", Studi geol. Camerti, vol. spec., 89-90
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1980) - *Evidenze di una tettonica distensiva nel Messiniano basale nel bacino di Camerino (Appennino umbro - marchigiano)*. Studi Geologici Camerti, **6**, 1-10.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marchean Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, **146**, 138-147.
- CANTELLI C., CASTELLARIN A. & PRATURLON A. (1978) - *Tettonismo giurassico lungo l'"Ancona-Anzio" nel settore Monte Terminillo - Antrodoco*. Geologica Romana, **17**, 85-97.
- CANTELLI C., CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1984) - *La scarpata tettonica mesozoica lungo il settore nord della "linea Ancona-Anzio"*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 149-152 (1982).
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., DELLO IACOVO B., FERRERI V., MINDSZENTY A. & SIMONE L. (1988) - *Studi sul carsismo Cretaceo dell'Appennino Campano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 733-760.
- CARBONE F., PRATURLON A. & SIRNA G. (1971) - *The Cenomanian shelf edge facies of Rocca di Cave (Prenestini MT., Latium)*. Geol. Rom., **10**, 131-198.
- CARBONI M. G., DI BELLA L., MATTEUCCI R. & PALAGI I. (1992) - *La successione spongolitica (Burdigaliano - Langhiano). Stop 3: M. La Serra*. V° Symposium on ecology and paleoecology of benthic communities, Field guide-book, 28-30 Settembre 1992, Roma.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la linea "Ancona-Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geologica Romana, **17**,
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e*

- del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiana - abruzzese e delle zone limitrofe. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. Crop 11 (1991/2), 125-131.
- CENTAMORE E., BIGI S., BERTI D., MORELLI C. & MICARELLI A. (1992) - Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del pescarese. Mem. Soc. Geol., **111**, 437-447.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1979) - Note illustrative del F. 301, Fabriano. Carta geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. Servizio Geologico d'Italia.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1973) - Modello strutturale umbro-marchigiano, correlazioni con le regioni adiacenti. Boll. Serv. Geol. d'It., **93**.
- CESTARI R. & SIRNA M. (1991) - Analisi di facies del Cretacico dei Monti Simbruini - Ernici e delle aree limitrofe (Appennino Centrale): considerazioni tettono-eustatiche. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. CROP 11, 1991/2, 133-138.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del dominio toscano interno tra il Trias superiore ed il Miocene medio. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., ser. A, **82**, 43-54.
- CIVITELLI G., CORDA L., MADONNA S., MARIOTTI G., MILLI S., BARBIERI M. & CASTORINA F. (1996) - I depositi miocenici di rampa carbonatica dei Monti prenestini (Appennino centrale) - processi deposizionali e stratigrafia sequenziale. Atti Riunione gruppo di sedimentologia - CNR, Catania 10.14 Ottobre 1996, 123-125.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. & ROMANO A. (1989) - The gaps in the Middle-Upper Cretaceous carbonate series of the southern Apennines (Abruzzi and Campania regions). Geobios, Mem. Spec., **11**, 133-149.
- CHIRI C. (1994) - Inversioni tettoniche e stress compressivi nel Cretaceo superiore - Paleocene della piattaforma carbonatica apula, nell'offshore tra Monopoli e Brindisi. 77° Riunione Estiva - Congresso Nazionale "Geologia delle aree di avampaese" Riassunti. Bari, 23-28/09/1994.
- CLOETHING S. (1988) - Intraplate stresses: a tectonic cause for third order cycles in apparent sea level. In: "Sea level Change. An Integrated Approach" SEMP, Specoal Pub. n.42, 19-29.
- CLOETHING S. (1992) - Lithospheric dynamics and tectonics of sedimentary basins. Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., **95**, 349-396.
- COLACICCHI R. (1967) - Sedimentation on a carbonate platform as controlled by sea level changes and tectonic movements. Mem. Soc. Geol. It., **40**, 199-208.
- COLACICCHI R., PIALI G. & PRATURLON A. (1978) - Arretramento tettonico di un margine di una piattaforma carbonatica e produzione di brecce e megabrecce: l'esempio della Marsica (Appennino Centrale). Ann. Fac. Ingegn. Univ. Ancona, **1**, 295-328.
- COMPAGNONI B., GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (1990) - Osservazioni sulla tettonica e dati sulla litostratigrafia dei rilievi carbonatici compresi nel F 367 " Tagliacozzo" alla scala 1:50.000. Boll. Serv. Geol. d'It., **109**, 73-90.
- COWARD M. P. (1994) - Inversion tectonics. In: Hancock P.L. (eds.) "Continental deformation". Pergamon Press, 280-304.
- D'ARGENIO B. & ALVAREZ W. (1980) - Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin during the Alpine cycle. Geol. Soc. Amer. Bull., **91**, 681-689.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1987) - Cretaceous bauxites in the tectonic framework of the Mediterranean. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 257-262.
- DAMIANI V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1991) - Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino Centrale. Studi Geol. Camerti. Vol. spec. 1991/2, CROP 11, 187-213.
- DE FINO M., LA VOLPE G. & PICCARRETA G. (1983) - Mafic minerals from Punta delle Pietre Nere (Gargano, Southern Italy): their petrological significance. Tscher. Min. Petr. Mitt. v. **32**.
- DE RUIG M.J., SMIT J., GEEL T. & KOOI H. (1991) - Effects of the Pyrean collision on Betic margin of SE Spain. Geol. Soc. Am. Bull., **103**, 1504-1512.
- DOROBEC S.L., REID S.K. ELRICK M. BOND G. C. & KOMINZ M.A. (1991) - Subsidence across the Antler foreland of Meontana and Idaho: tectonic versus eustatic effects. In: Sedimentary modelling: computer simulations and methods for improved parameter definition (Eds. E.K. Franseen, W.L. Watney, C.G. Sc. C. Kendall & W. Ross). Kansas Geol. Survay, Bull., n. 233, 231-251.
- DURAZZO A., TAYLOR L. A., SHERVAIS J.W. - (1984) Ultramafic lamprophyre in a carbonate platform environment, Mt. La Queglia, Abruzzo, Italy. Neues Jahrbuch Miner. Abh., **150**, 2, 199-217.
- ETHRIDGE M. A. (1986) - On the reactivation of extensional faults systems. Phil. trans. R. Soc. Lond. A317: 179-194.
- GILLERIST, R., COWARD M. & MUGNIER J.L. (1987) - Structural inversion and its control: examples from the Alpine foreland and the French Alps. Geodinamica Acta (Paris), **1**, 1, 5-34.
- JACKSON J. A. (1980) - Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature, vol. **283**, 343-346.
- JEAGER J. C. & COOK N.G.W. (1979) - Fundamentals of rock Mechanics. (3rd) Chapman and Hall, London, 515 pp.
- KOOPMAN A. (1983) - Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy. Geol. Ultraiectica, **30**.
- LAVECCHIA G. (1988) - The Tyrrhenian Apennines system: structural setting and seismotectonogenesis. "Tectonophysics", v. **147**, 263-269.
- LAVILLE E., LESAGE J.L. & SEGURET M. (1977) - Geometrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. Bull. Soc. Geol., France, **XIX**, 3, 527-539.
- LETOUZEY J. (1986) - Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine foreland and structural interpretation in a platform basin. Tectonophysics, **132**, 215-231.
- LETOUZEY J. (1990) - Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. In LETOUZEY J. (Ed.) - Petroleum and tectonics in mobile belts. Editions Technip, 101-127, Paris.
- LOVELOCK, P.E.R. (1984) - A review of the tectonics of the northern Middle East region. Geol. Mag., **121**, 577-587.
- MC CLAY K.R. (1989) - Analogue models of inversion tectonics. In Cooper M.a. & Williams G.D. (Eds) "Inversion Tectonics" Geol. Soc. London, Special Publication, **44**, 41-59.
- MC CLAY K.R. (1995) - The geometry and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. Buchanan J.G. & Buchanan P.G. (Eds.) "Basin Inversion" Geol Soc. London, Special Publication n. 88, 97 - 118.
- MITRA S. (1993) - Geometry and kinematic evolution of inversion structures. A.A.P.G. Bull., **77** (7), 1159-1191.
- NACHTMANN W. & WAGNER L. (1987) - Mesozoic and Early evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. Tectonophysics, **137**, 61-76.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny in the Alps. Mem. Soc. Geol. France, v. **156**, 345-367.
- PRATURLON A. & SIRNA G. (1976) - Ulteriori dati sul margine Cenomaniano della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese. Geologica Romana, **15**, 83-111.

- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 57-82.
- RIDOLFI M. (1993) - *Evoluzione geologico - strutturale dell'area marchigiana - abruzzese esterna tra il F. Aso ed il Gran Sasso d'Italia*. Tesi di Dottorato, Camerino.
- SANTO A. & SGROSSO I. (1987) - *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 225-240.
- SASSI W. & CAREY-GAILHARDIS T. (1987) - *Interpretation mecanique du glissement sur les failles: introduction d'un critere de frottement*. Annales Tectonicae, 1-2, 139-154.
- SASSI W., COLLETTA B., BALE' P. & PAQUEREAU T. (1993) - *Modeling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics*. Tectonophysics, n. **226**, 97-112.
- SIBSON A. H. (1995) - *Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault - valve action*. From Buchanan J.G. & Buchanan J. G. (eds.) "Basin inversion", Geol. Soc. London , Special Publ. n. **88**, 3-19.
- TAVARNELLI E. (1996) - *Ancient synsedimentary structural control on thrust ramp development: an example from the Northern Apennines, Italy*. Terra Nova, **8**, 65-74.
- VAI G.B. (1987) - *Migrazione complessa del sistema del fronte deformativo-avanfossa-circine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 95-105.
- WINTER T. & TAPPONIER P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante Miocene dans le centre de l'Italie: donnees micritectonique*. Bull. Soc. Geol. France, **162**, 6, 1095 - 1108.
- ZIEGLER P.A. (1983) - *Inverted basins in the Alpine foreland*. In A.W.Bally (ed.) Seismic Expression of Structural Styles. A.A.P.G. Studies in Geology, **15**.
- ZIEGLER P.A. (1988) *Evolution of the Arctic-Notth Atlantic and the Western Tethys*, A.A.P.G. Memoir **43**.
- ZIEGLER P.A.(Ed.) (1987) - *"Compressional intra-plate deformations in the Alpine foreland"*. Tectonophysics, **37**, 420 pp.