

IL SISTEMA TIRRENO-APPENNINO: SEGMENTAZIONE LITOSFERICA
E PROPAGAZIONE DEL FRONTE COMPRESSIVO(**)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 125
ABSTRACT	” 125
INTRODUZIONE	” 126
EVENTI TETTONO-SEDIMENTARI IN AP- PENNINO CENTRALE	” 126
<i>Burdigaliano superiore</i>	” 126
<i>Tortoniano superiore</i>	” 128
<i>Messiniano inferiore</i>	” 128
<i>Messiniano lago-mare/Pliocene inferiore</i>	” 128
EVOLUZIONE CINEMATICA DELL'AP- PENNINO	” 128
<i>Velocità di propagazione del sistema orogenico</i>	” 128
<i>Ricostruzione del fronte attivo dell'Appennino durante il Neogene</i>	” 129
EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL SISTE- MA TIRRENO - ADRIA	” 129
BIBLIOGRAFIA	” 133

RIASSUNTO

L'analisi biostratigrafica dei depositi sin- e tardo-orogenici affioranti in Italia centrale ha consentito di individuare dei vincoli temporali all'evoluzione del sistema orogenico dell'Appennino, mettendo in evidenza i momenti di flesurazione dell'avampaese, quelli di sviluppo dei bacini d'avanfossa appenninici e, infine, le fasi di traslazione del dominio di catena.

Questi depositi sono stati analizzati con metodologie biostratigrafiche quantitative, utilizzando le associazioni di nanofossili calcarei presenti, che sono state confrontate con le zonazioni standard esistenti (MARTINI, 1971; OKADA & BUKRY, 1980) e, soprattutto per ciò che riguarda il Miocene inferiore, con la zonazione per il Mediterraneo (FORNACIARI & RIO, in stampa).

Questa analisi ha portato all'individuazione di cinque eventi tettono-sedimentari che hanno controllato l'evoluzione e propagazione del sistema orogenico verso i settori adriatici: Burdigaliano superiore, Serravalliano medio, Tortoniano superiore, Messiniano inferiore e Messiniano lago-mare/Pliocene inferiore.

Tenendo presente l'attuale posizione di quelli che dovevano essere i fronti attivi del sistema appenninico nei diversi momenti della sua evoluzione e considerando un tasso di raccorciamento medio del settore di catena pari al 50% (COSENTINO & PAROTTO, 1988; HILL & HAYWARD, 1988; ENDIGNOUX *et alii*, 1989; PATACCA *et alii*, 1992b; CALAMITA *et alii*, 1994; CORRADO *et alii*, 1994; CAVINATO *et alii*, 1994), si è proceduto al calcolo della velocità di migrazione del fronte attivo del sistema orogenico.

Utilizzando questi valori di raccorciamento, in Appennino centrale la velocità media di propagazione del fronte attivo della catena, calcolata per l'intervallo Tortoniano supe-

riore - Pliocene inferiore, risulta essere di circa 40 mm/a. Valori simili (30-35 mm/a) sono stati suggeriti, sempre per lo stesso settore, da PATACCA *et alii* (1992b).

Per quanto riguarda l'Appennino settentrionale RICCI LUCCHI (1986) e VAI (1987) suggeriscono velocità di migrazione del sistema orogenico di 5-10 mm/a per l'intervallo Oligocene - Miocene.

E' ovvio che velocità così diverse hanno determinato un'evoluzione cinematica indipendente tra questi due segmenti dell'orogene appenninico. Questo assetto cinematico porta a ipotizzare una segmentazione della litosfera adriatica in subduzione verso SW, sotto i due settori di catena (Appennino settentrionale e Appennino centrale) in tal modo svincolati per mezzo di una discontinuità crostale di prim'ordine.

L'attuale disposizione dei depositi terrigeni, nonché l'orientazione delle avanfosse mioceniche suggerita da studi di anisotropia magnetica (ASM) (MATTEI *et alii*, 1992), vincolano la collocazione della discontinuità litosferica che ha consentito l'evoluzione differenziata dei due sistemi orogenici dell'Appennino centrale e di quello settentrionale. Tale discontinuità deve essere collocata a cavallo dell'edificio sabino della catena appenninica secondo una direttrice NNE-SSW, in modo da confinare a ovest di questo elemento i depositi di avanfossa del Burdigaliano superiore (*Marnoso arenacea* interna) e del Serravalliano (*Marnoso arenacea* esterna), mentre a est sarebbero confinati tutti i depositi delle avanfosse appartenenti al sistema orogenico centro-appenninico (Valle Latina, Val Roveto - Salto - Tagliacozzo - Marsica - Laga), che si è propagato con velocità estremamente più elevate.

Se nella catena post-tortoniana dei due settori si riscontrano differenti velocità di propagazione del sistema orogenico, nelle rispettive aree tirreniche si registra un differente valore di *stretching*. A questo proposito vale la pena ricordare che nell'area tirrenica una importante discontinuità crostale (linea R. Selli) a direzione NNE-SSW divide due settori che hanno subito entità differenti di *stretching*: il settore orientale ha subito estensione estremamente più elevata di quella che ha interessato il settore occidentale (FINETTI & DEL BEN, 1986; SARTORI, 1986).

Per quanto detto in precedenza e per il fatto che la linea R. Selli si trova sulla prosecuzione meridionale della discontinuità litosferica ipotizzata a separazione del sistema orogenico nord-appenninico e di quello centro-appenninico, noi proponiamo una relazione diretta tra queste due discontinuità.

ABSTRACT

The biostratigraphical analysis performed in the last four years on the central Apennines foredeep deposits, using calcareous nanofossil assemblages, has allowed to recognize four tectono-sedimentary events, which controlled the kinematic evolution of the central Apennines orogenic system. The recognized events occurred during: 1) late Burdigalian, 2) late Tortonian, 3) early Messinian and 4) latest Messinian-early Pliocene.

These tectono-sedimentary events distinguished as many foredeep basins younging towards the outer Apulian area. Moreover, the suggested time-space evolution of the central Apennines orogenic system controlled both the genesis and the growth of satellite basins (piggy-back basins), such as Gavignano, Torrice (CIPOLLARI & COSENTINO, 1993) and Fi-

(*)Dipartimento di Scienze Geologiche - Università degli Studi di Roma Tre.

(**)Lavoro svolto nell'ambito del progetto Crop 11 e con il contributo finanziario MURST 40% (Resp. A. PRATURLON).

ojo basins. These basins developed during the different phases of tectonic transport that, in Neogene times, affected the central Italy.

At the present time there is an anomalous lateral arrangement of the Burdigalian - Langhian foredeep deposits in comparison with the subsequent late Neogene foredeep basins. This situation could be explained with the existence of a NNE-SSW striking crustal discontinuity dividing two sectors (northern Apennines and central-southern Apennines) that experienced a different foredeep basins evolution, in terms both of foredeep-stage duration and depocentre migration rates. In fact, in the Burdigalian - Messinian interval the northern Apennines recorded depocentre migration rates spanning from 5 up to 10 mm/yr (RICCI LUCCHI, 1986; VAI, 1987), decidedly lower than those that, during late Tortonian - early Pliocene times, affected the central-southern Apennines (40 mm/yr, this paper; 30-35 mm/yr, PATACCA *et alii*, 1992b).

The different time-space late Neogene evolution of these two segments of the Apenninic orogenic system has been controlled by the extensional geodynamic activity that affected in the same times the Tyrrhenian area. The extensional tectonics connected with the rifting in the Tyrrhenian area was much more intense in the central-southern sector rather than in the northern one. These two sectors, at present, are divided by a crustal discontinuity named the Raimondo Selli Line (or the Central Tyrrhenian Fault) (FINETTI & DEL BEN, 1986; SARTORI, 1986). In our opinion, this crustal discontinuity is connected with different subduction settings of the Adria lithosphere which gave rise to a segmentation on the underthrusting plate.

PAROLE CHIAVE: Depositi sinorogenici, Sistema orogenico, Segmentazione litosferica, Appennino centrale, Miocene superiore - Pliocene inferiore.

KEY WORDS: Syn-orogenic deposits, Orogenic system, Lithosphere segmentation, Central Apennines, Late Miocene - Early Pliocene.

INTRODUZIONE

La catena appenninica è parte integrante della fascia di deformazione perimediterranea, sviluppatasi prevalentemente in tempi neogenici, in seguito alla interazione tra le placche europea, africana e le microplacche sardo-corsa e adriatica.

L'Appennino è una catena a *thrust* post-collisionale, sviluppatasi in regime ensialico. Le unità tettoniche costituenti l'edificio appenninico si sono sviluppate in seguito alla deformazione sia del basamento che delle coperture sedimentarie della microplacca adriatica (Adria). Da un punto di vista regionale l'evoluzione di questa catena è avvenuta secondo una sequenza di *thrust*, con trasporto verso l'avampaese, sviluppatasi prevalentemente durante il Neogene con una migrazione della deformazione verso il settore adriatico (BALLY *et alii*, 1988; MOSTARDINI & MERLINI, 1988; PATACCA & SCANDONE, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a; CASERO *et alii*, 1992; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992). In particolare, la strutturazione della catena appenninica è avvenuta in seguito all'evoluzione di un sistema orogenico (catena-avanfossa-avampaese) in migrazione verso il settore adriatico (sistema orogenico adriatico vergente). Da un punto di vista sedimentologico, l'evoluzione di questo sistema ha portato alla formazione di tectotopi diacroni, indicativi di diversi momenti dell'evoluzione del sistema stesso. In particolare, la deposizione di qualche decina di metri di

emipelagiti a foraminiferi planctonici su depositi carbonatici di avampaese indica il primo momento di coinvolgimento di quel determinato settore nel sistema catena-avanfossa. Questo tectotopo è interpretabile come una conseguenza della flessurazione che segna l'inizio della subsidenza tettonica di un settore di avampaese (PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1992a; 1992b). Successivamente, la sedimentazione di migliaia di metri di depositi silicoclastici torbiditici individua la formazione e lo sviluppo di un bacino di avanfossa, e segna, quindi, il pieno coinvolgimento di quel settore crostale nel sistema catena-avanfossa. In ultimo, la deposizione in forte discordanza angolare, su un substrato deformato, di alcune decine di metri di depositi clastici, in prevalenza arenarie molassiche e conglomerati, generalmente con *trend* regressivo (bacino di *piggy-back*, ORI & FRIEND, 1984), indica l'incorporazione del settore nel dominio di catena.

L'analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni riconducibili a questi tre tectotopi, affioranti in Italia centrale, ha consentito di individuare dei vincoli temporali all'evoluzione del sistema orogenico dell'Appennino, mettendo in evidenza i principali momenti di flessurazione dell'avampaese, i principali momenti di sviluppo dei bacini d'avanfossa appenninici e, infine, i principali momenti di traslazione del dominio di catena (Fig. 1) (PATACCA *et alii*, 1992a; 1992b; CIPOLLARI *et alii*, 1993; CIPOLLARI, 1995).

EVENTI TETTONO-SEDIMENTARI IN APPENNINO CENTRALE

I tectotopi illustrati in precedenza, affioranti in Italia centrale, sono stati analizzati con metodologie biostratigrafiche quantitative, utilizzando le associazioni di nanofossili calcarei presenti e confrontandole con le zonazioni *standard* esistenti (MARTINI, 1971; OKADA & BUKRY, 1980) e, soprattutto per ciò che riguarda il Miocene inferiore, con la zonazione per il Mediterraneo (FORNACIARI & RIO, in stampa; FORNACIARI *et alii*, in stampa).

Qui di seguito verranno illustrati gli eventi tettono-sedimentari riconosciuti nell'Appennino centrale, dai più antichi ai più recenti.

Burdigaliano superiore

Nel settore compreso tra la dorsale Monti di Amelia - M. Cosce e la porzione settentrionale dei Monti Sabini, lungo la valle del Torrente Aia, affiora un deposito silicoclastico che costituisce l'evoluzione a terrigeno dei Monti Sabini settentrionali. Nel settore in esame, il fianco occidentale dei Monti Sabini settentrionali presenta il passaggio stratigrafico dalla Formazione del *Bisciario* a quella dello *Schlier*, costituito nella porzione superiore da marne argillose a planctonici, testimonianza del momento di flessurazione dell'avampaese sabino.

Anche se le condizioni d'affioramento non consentono di osservare bene il passaggio stratigrafico, al di sopra delle marne argillose a planctonici dello *Schlier* si trova un deposito torbiditico silicoclastico (*Formazione Marnoso-arenacea*), caratterizzato da strati e banchi di arenarie quarzoso-feldspatiche alternate a orizzonti pelitici marnosi; questo deposito costituisce una porzione del cuneo clastico deposto in un bacino di avanfossa al fronte della catena appenninica in evoluzione.

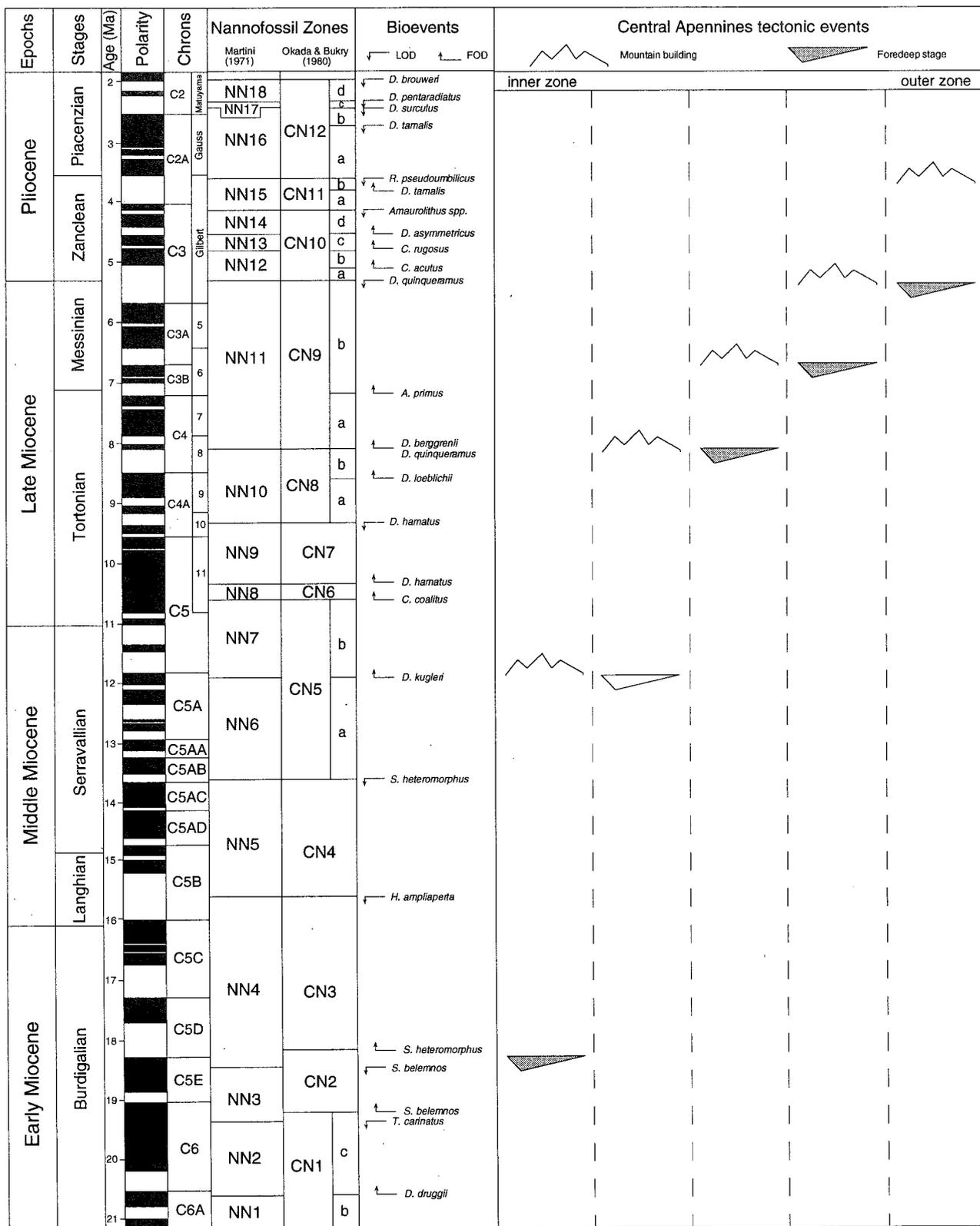


Fig. 1 - Schema bio-cronostratigrafico adottato per l'analisi micropaleontologica dei depositi terrigeni sinorogenici dell'Appennino centrale. Nella metà di destra sono riportati gli eventi tettonici riconosciuti in Appennino centrale.

Sia sui depositi dello *Schlier* che su quelli della *Marnoso-arenacea* sono state eseguite analisi micropaleontologiche sulle associazioni a nannofossili calcarei presenti.

Nei campioni prelevati dalla *Formazione dello Schlier* si è rilevata la presenza di *S. belemnus* (MNN3,

FORNACIARI & RIO, in stampa; FORNACIARI *et alii*, in stampa), mentre in tutti quelli provenienti dalla *Formazione Marnoso-arenacea* si è osservata la presenza di *S. heteromorphus*, sempre associato con *H. ampliapertura* (MNN4, FORNACIARI & RIO, in stampa; FORNACIARI *et alii*, in stampa).

Si può quindi concludere che, in questo settore, la flessurazione dell'avampaese e l'inizio della formazione del bacino d'avanfossa si sono verificati durante il Burdigaliano medio-superiore.

Tortoniano superiore

Lungo la Valle Latina, che presenta una direttrice morfo-strutturale NW-SE, tra le catene carbonatiche dei Monti Lepini - Ausoni - Aurunci e dei Monti Ernici - Simbruini, affiorano depositi terrigeni sintettonici legati sia alla fase di flessurazione dell'avampaese (*Marne a Orbulina Auct.*) che a quella di formazione del bacino d'avanfossa della Valle Latina (*Formazione di Frosinone*; ACCORDI, 1964) (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995).

L'evento tettono-sedimentario del Tortoniano superiore ha interessato, indifferentemente, sia parte del paleodominio di piattaforma carbonatica (Piattaforma laziale-abruzzese) che la sua transizione a un dominio pelagico (*slope* sabino). Infatti, verso nord (Gerano, Bellegra, Olevano, etc.), i depositi sinorogenici della Valle Latina, che costituiscono l'evoluzione a terrigeno della successione di piattaforma carbonatica dei Monti Ernici - Simbruini, sono presenti anche al disopra di una successione sedimentaria caratterizzata da termini calcareo-silico-marnosi, interessata da frequenti risedimentazioni carbonatiche, tipica di un ambiente di *slope*. L'attuale margine sud-occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (settore lepino-ausono-aurunco) era in questo periodo già coinvolto nella strutturazione della catena appenninica. A testimonianza di questo coinvolgimento possiamo citare il bacino di Gavignano - Gorga, un bacino di *piggy-back* che in base a datazioni indirette è collocabile in questo evento tettono-sedimentario (CIPOLLARI & COSENTINO, 1994; CIPOLLARI, 1995).

La fase di flessurazione è testimoniata dalla sedimentazione di circa 40 m di marne a planctonici (*Marne a Orbulina Auct.*) al disopra di calcari o calcareniti a briozoi e litotamni, mentre la *Formazione di Frosinone* (ACCORDI, 1964) è costituita da torbiditi silico-clastiche con almeno 2.000 m di spessore.

Su questi depositi sinorogenici sono state eseguite analisi micropaleontologiche sulle associazioni a nanofossili calcarei presenti. A questo proposito sono stati analizzati campioni provenienti sia dalle *Marne a Orbulina Auct.* sia dalla *Formazione di Frosinone* (ACCORDI, 1964). In entrambe i casi si è osservata la presenza, con basse percentuali di frequenza, di *D. cf. quinqueramus*. Si tratta di una forma che qui è stata considerata un morfotipo equivalente del marker *D. quinqueramus*, caratteristico dei sedimenti oceanici ed a cui, quindi, è stato attribuito lo stesso significato stratigrafico. La presenza, dunque, di *D. cf. quinqueramus*, la cui comparsa segna la base della zona CN 9 (OKADA & BUKRY, 1980), e l'assenza del genere *Amaurolithus*, che compare alla base della sottozona CN 9b (OKADA & BUKRY, 1980), indicano il riferimento per la sezione studiata alla sottozona CN 9a (OKADA & BUKRY, 1980), ossia al Tortoniano superiore.

Messiniano inferiore

Procedendo verso settori più orientali, ad est dei rilievi dei Monti Sabini e dei Monti Simbruini affiorano ampiamente depositi silicoclastici sintettonici simili, da un punto di vista litostratigrafico, a quelli descritti per la Valle Latina.

Anche in questo caso, questi depositi terrigeni si sono depositi sia su successioni di tipo Sabino (facies di transizione *shelf-to-basin* delle unità più esterne della catena sabina) che su successioni di piattaforma carbonatica (Successione laziale-abruzzese, zona Monti Carseolani, Marsica, etc.).

Analogamente a quanto visto per l'evento del Tortoniano superiore, anche in questo caso la fase di flessurazione è testimoniata da poche decine di metri di marne a planctonici, poggianti indifferentemente su successioni di avampaese in facies di *slope* pelagico o di rampa carbonatica, a cui fanno seguito alcune migliaia di metri di torbiditi silicoclastiche (4.500 m, *Formazione della Laga*). Nei Monti Carseolani l'inizio della sedimentazione d'avanfossa avviene qualche metro sopra il limite Tortoniano - Messiniano, riconosciuto nella parte alta delle *Marne a Orbulina* (FOD di *G. conomiozea* e FOD di *A. delicatus*) (COMPAGNONI *et alii*, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993; FLORINDO *et alii*, 1994).

Nel settore della Valle Latina, che durante il Tortoniano superiore costituiva parte del dominio d'avanfossa del sistema appenninico, in diversi settori del bordo orientale della valle sono stati preservati dall'erosione lembi di depositi clastici che per caratteri sedimentologici e stratigrafici sono riconducibili a depositi di bacino di *piggy-back* (Fumone, Vico, Colleparado, Torrice, Rocca d'Arce) (CIPOLLARI & COSENTINO, 1993; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995).

La datazione di questi depositi è di tipo indiretto, in quanto queste facies generalmente non consentono una loro caratterizzazione biostratigrafica, ed è ascrivibile al Messiniano inferiore (CIPOLLARI, 1995; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995).

Messiniano lago-mare/Pliocene inferiore

Spostandosi ancora verso i settori adriatici, si possono riconoscere depositi riconducibili ai tre tectotipi caratteristici dell'evoluzione del sistema orogenico dell'Appennino centrale.

In particolare gli autori individuano un nuovo bacino d'avanfossa sviluppatosi durante la parte alta del Messiniano superiore e il Pliocene inferiore (bacino del *Flysch teramano*), quando il fronte appenninico si attestava in corrispondenza del settore Morrone - Porrara (CENTAMORE *et alii*, 1992a; 1992b; PATACCA *et alii*, 1992a; 1992b; GHISETTI *et alii*, 1993).

EVOLUZIONE CINEMATICA DELL'APPENNINO

Velocità di propagazione del sistema orogenico

Tenendo presente l'attuale posizione di quelli che dovevano essere i fronti attivi del sistema appenninico nei diversi momenti della sua evoluzione e considerando un tasso di raccorciamento medio del settore di catena pari al 50% (COSENTINO & PAROTTO, 1988; HILL & HAYWARD, 1988; ENDIGNOUX *et alii*, 1989; PATACCA *et alii*, 1992b; CALAMITA *et alii*, 1994; CORRADO *et alii*, 1994; CAVINATO *et alii*, 1994), si è proceduto al calcolo della velocità di migrazione del fronte attivo del sistema orogenico. Utilizzando questi valori di raccorciamento, in Appennino centrale la velocità media di propagazione del fronte attivo della catena, calcolata per l'intervallo Tortoniano superiore - Pliocene inferiore, risulta essere di circa 40 mm/a. Valori simili (30-35 mm/a) sono stati suggeriti, sempre per lo stesso settore, da PATACCA *et alii* (1992b).

Se si confrontassero questi valori della velocità di propagazione del fronte compressivo dell'Appennino centrale con quelli relativi ad altri sistemi orogenici (vedi ALLEN *et alii*, 1986) ci si accorgerebbe che il panorama è estremamente vario. HOMEWOOD *et alii* (1986) riportano velocità di migrazione del bacino d'avanfossa del sistema orogenico alpino verso l'avampese europeo pari a 9 mm/a nell'Oligocene, fino a 2 mm/a nel Miocene. Nell'Himalaya le velocità di propagazione del sistema orogenico mediate per gli ultimi 15-20 Ma sarebbero comprese tra 10 e 15 mm/a (LYON-CAEN & MOLNAR, 1985), mentre migrazioni ben più veloci si sarebbero registrate al margine nord-occidentale della Placca Australiana (*Banda Orogen*), tra il Pliocene medio e il Pliocene superiore (AUDLEY-CHARLES, 1986).

Per quanto riguarda ulteriori dati sul settore appenninico si possono citare i valori forniti da RICCÌ LUCCHI (1986) sulla velocità di migrazione del bacino d'avanfossa in Appennino settentrionale. Questo bacino durante la fase di "flysch stage" (Oligocene - Miocene) è migrato di 5-10 mm/a, mentre la migrazione diventa più lenta durante la fase di "molasse stage" (Pliocene - Pleistocene).

Sempre per lo stesso settore, VAI (1987) suggerisce velocità di propagazione del fronte compressivo pari a 5 mm/a, per l'intervallo Burdigaliano - Tortoniano, e 10 mm/a per quello Tortoniano - Messiniano. Leggermente diversi sono i dati forniti per analoghi settori dell'Appennino settentrionale da MENICCHETTI *et alii* (1991), i quali calcolano velocità di propagazione di circa 10 mm/a per l'intervallo Cattiano - Serravalliano che passa a 20 mm/a nell'intervallo Tortoniano - Pleistocene.

Infine, velocità ben più elevate di quelle che hanno interessato il sistema orogenico dell'Appennino settentrionale sono state calcolate per quanto concerne il sistema orogenico dell'Appennino meridionale durante l'intervallo Tortoniano superiore - Pleistocene inferiore (50 mm/a, PATACCA *et alii*, 1992b).

Le differenze tra velocità appartenenti allo stesso ordine di grandezza sono, probabilmente, da imputare alle diverse metodologie seguite per il calcolo, mentre velocità appartenenti a diversi ordini di grandezza sono necessariamente da ricondurre alle diverse situazioni geodinamiche in cui si sono evoluti i diversi sistemi orogenici. Ad esempio, le differenze tra le velocità più basse, che si riscontrano in sistemi orogenici allungati in direzione W-E (es. Alpi e Himalaya), e le velocità più elevate, caratterizzanti i sistemi orogenici generati da subduzione verso NW o W, possono ben essere inquadrati nel modello proposto da DOGLIONI (1990; 1991; 1993) sulla relazione tra zone di subduzione e flusso di mantello verso E.

Ricostruzione del fronte attivo dell'Appennino durante il Neogene

La conoscenza della velocità media di migrazione del sistema orogenico insieme a quella dell'attuale posizione dei *thrust* attivi nei diversi momenti di strutturazione dell'Appennino consentono il riposizionamento del fronte della catena nei diversi momenti dell'evoluzione di questo sistema orogenico.

Per quanto riguarda la catena nord-appenninica i dati utilizzati sono quelli riportati in VAI (1987), mentre il fronte della catena centro-appenninica è stato riposizionato sulla base dei dati prodotti in questo lavoro.

La ricostruzione palinspastica schematica del sistema orogenico dell'Appennino mostra nel Burdigaliano (18 Ma) (Fig. 2a) una catena sostanzialmente continua; un'ipotesi in questo senso era già stata formulata da SARTORI (1990), che definisce cilindrica la deformazione dovuta alla fase burdigaliana lungo tutto il sistema orogenico.

A partire dal Tortoniano superiore (8 Ma) (Fig. 2b), nell'area in esame si individuano due segmenti del sistema orogenico dell'Appennino ben distinti tra loro: quello dell'Appennino settentrionale, che risulta più avanzato e quello dell'Appennino centrale, che risulta decisamente più arretrato. In questo momento, il sistema orogenico dell'Appennino centrale risulta spostato, con un *offset* destro, di diverse decine di chilometri rispetto a quello dell'Appennino settentrionale. Questa distanza verrà piano piano annullata durante le fasi successive (6.8 Ma, 5 Ma e 3.5 Ma) (Figg. 2c, 2d e 2e) grazie alla maggiore velocità di migrazione del sistema catena-avanfossa dell'Appennino centrale (circa 40 mm/a) rispetto alla velocità di migrazione di quello dell'Appennino settentrionale (10 mm/a). Infatti, la maggiore velocità del sistema orogenico dell'Appennino centrale rispetto a quello settentrionale permette un recupero con "apparente" *offset* sinistro dell'allineamento tra i due sistemi orogenici, che verrà raggiunto solo nel Pliocene medio.

Una tale configurazione del sistema orogenico appenninico comporta necessariamente l'ipotesi di una segmentazione della litosfera adriatica in subduzione verso SW, sotto i due settori di catena (Appennino settentrionale e Appennino centrale) in tal modo svincolati per mezzo di una discontinuità crostale di prim'ordine.

L'ipotesi della segmentazione litosferica della Placca Adria è già stata suggerita da ROYDEN *et alii* (1987). Questi autori, osservando nel settore appenninico l'articolazione del sistema avanfossa-rialzo periferico per il Pliocene inferiore e analizzando la distribuzione delle anomalie di Bouguer, individuano tre importanti discontinuità che interessano il sistema orogenico. Queste discontinuità, trasversali all'orogene, secondo il modello proposto dagli autori sarebbero indotte dalla segmentazione della litosfera della Placca Adria in subduzione verso SW, che avrebbe controllato in maniera determinante l'evoluzione sulla Placca Appenninica del sistema catena-avanfossa.

La discontinuità litosferica ipotizzata nel presente lavoro ha un certo riscontro nell'analisi di ROYDEN *et alii* (1987). Infatti, anche se con una diversa orientazione, la discontinuità da noi ipotizzata potrebbe corrispondere con la discontinuità centrale suggerita da ROYDEN *et alii* (1987).

L'attività neogenica (Miocene superiore) di discontinuità trasversali al sistema orogenico nel settore di passaggio tra l'Appennino settentrionale e quello centrale è stata evidenziata anche da BOCCALETTI *et alii* (1990). In particolare, nel settore in esame, questi autori suggeriscono l'attività della linea Giannutri - Chienti per giustificare l'accostamento anomalo di domini deposizionali differenti.

Tra i due segmenti orogenici (Appennino settentrionale e Appennino centrale), che a partire dal Tortoniano superiore si sono sviluppati secondo una differente evoluzione spazio-temporale, doveva esistere una zona di raccordo la cui evoluzione tettono-sedimentaria e cinematica è stata strettamente condizionata dal-

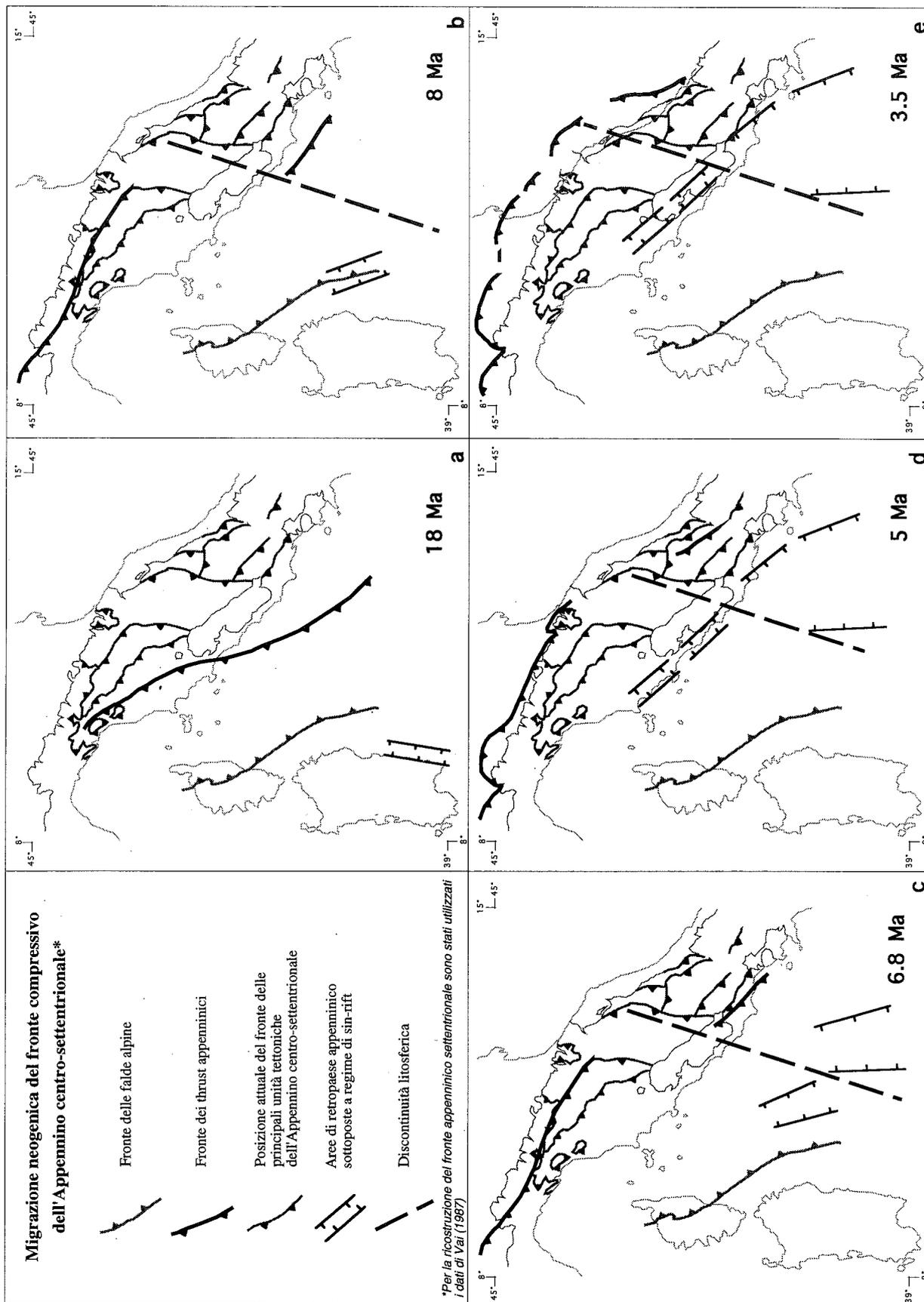


Fig. 2 - Migrazione neogenica del fronte compressivo dell'Appennino centro-settentrionale.

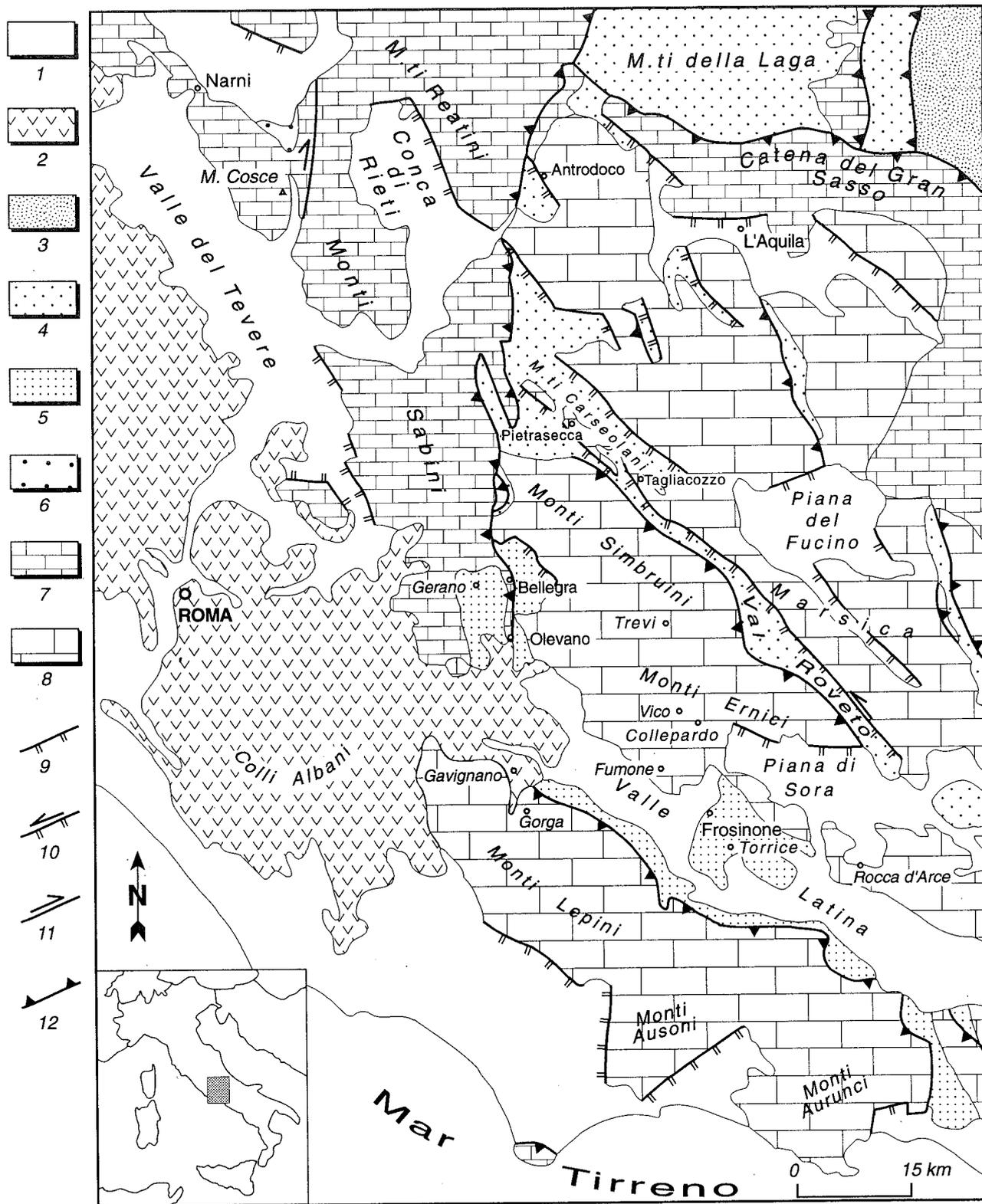


Fig. 3 - Schema strutturale dell'Italia centrale. 1) depositi marini e continentali plio-pleistocenici e coperture alluvionali recenti; 2) vulcaniti pleistoceniche; 3) depositi terrigeni sinorogenici (*Formazione Cellino*; Pliocene inferiore); 4) depositi terrigeni sinorogenici (*Formazione Argilloso arenacea* e *Formazione della Laga*; Messiniano); 5) depositi terrigeni sinorogenici (*Formazione di Frosinone*; Tortoniano superiore); 6) depositi terrigeni sinorogenici (*Formazione Marnoso-arenacea*; Burdigaliano superiore - Langhiano); 7) successione di transizione piattaforma carbonatica-bacino pelagico (Trias superiore - Miocene inferiore); 8) successione stratigrafica di piattaforma carbonatica (Trias superiore - Miocene medio); 9) faglia normale; 10) faglia ad attivazione multipla; faglia trascorrente; 12) sovrascorrimento.

la presenza di questa discontinuità litosferica. In particolare, in prossimità di questo settore si doveva sviluppare un bacino d'avanfossa anomalo e persistente nel tempo, controllato da una tettonica transpressiva, in modo da garantire la sostanziale continuità e quindi l'alimentazione del dominio d'avanfossa s.l. dell'intero sistema orogenico dell'Appennino.

In definitiva, sebbene in un contesto tettonico-sedimentario e cinematico differente, a partire dal Tortoniano superiore i flussi silicoclastici, provenienti dalle aree settentrionali, seguivano un percorso simile a quello indicato da CASTELLARIN *et alii* (1978; 1984).

EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL SISTEMA TIRRENO - ADRIA

In figura 3 i depositi silicoclastici di avanfossa sono distinti in funzione della loro età. Studi di anisotropia magnetica (ASM) condotti su questi depositi hanno consentito di risalire all'originaria orientazione del bacino stesso; tutte le avanfosse analizzate con questo metodo hanno mostrato l'asse del bacino disposto secondo una direttrice appenninica (MATTEI *et alii*, 1992). I risultati di anisotropia magnetica, insieme all'attuale distribuzione dei depositi terrigeni delle diverse avanfosse, mettono in evidenza una giustapposizione anomala tra questi bacini sinorogenici. In particolare, nell'area in esame, l'avanfossa del Burdigaliano superiore risulta allineata con il margine interno dell'avanfossa messiniana, affiorante a SE della Piana di Rieti, oltre i rilievi dei Monti Sabini.

L'attuale disposizione dei depositi terrigeni, nonché l'orientazione delle avanfosse mioceniche, vincolano quindi la collocazione della discontinuità litosferica che ha consentito l'evoluzione differenziata dei due sistemi orogenici dell'Appennino centrale e di quello settentrionale. Tale discontinuità deve essere collocata a cavallo dell'edificio sabino della catena appenninica secondo una direttrice NNE-SSW, in modo da confinare a ovest di questo elemento i depositi dell'avanfossa del Burdigaliano superiore (*Marnoso arenacea* interna) e del Langhiano (*Marnoso arenacea* esterna) che hanno registrato velocità di propagazione basse (5-10 mm/a), mentre a est sarebbero confinati tutti i depositi delle avanfosse appartenenti al sistema orogenico centro-appenninico (Valle Latina, Val Roveto - Salto - Tagliacozzo - Marsica - Laga) che si sono sviluppate su un sistema orogenico estremamente più veloce (35-40 mm/a). Inoltre, la tettonica trascorrente destra registrata su un fascio di deformazione orientato NNE-SSW nell'area umbro-sabina (faglia della Valnerina, linea Pesaro - Roma: LAVECCHIA & PIALLI, 1981; lineamento sabino: ALFONSI *et alii*, 1991) e l'evidente virgazione umbra degli assi delle macropieghe nella successione umbro-marchigiana possono essere considerate come effetti superficiali dell'attività trascorrente lungo questa discontinuità litosferica.

Le differenze mostrate dall'Appennino settentrionale e centrale, in termini di diversa velocità di propagazione del fronte attivo, possono trovare una spiegazione nell'ambito del modello sorgente-accumulo della deformazione suggerito per il sistema Tirreno - Appennino (PATACCA *et alii*, 1989; SARTORI, 1990). In questo modello l'area tirrenica viene considerata l'area sorgente dello stress tettonico che nei settori più esterni (Adriatico) dà origine alla deformazione compressiva

connessa con lo sviluppo e propagazione di un sistema orogenico (area accumulo).

Infatti, se nella catena post-Tortoniana dei due settori si riscontrano differenti velocità di propagazione del sistema orogenico, nelle rispettive aree tirreniche si registra un differente valore di *stretching*. A questo proposito vale la pena ricordare che nell'area tirrenica una importante discontinuità crostale (linea R. Selli) a direzione NNE-SSW divide due settori che hanno subito entità differenti di *stretching*: il settore orientale ha subito estensione estremamente più elevata di quella che ha interessato il settore occidentale (FINETTI & DEL BEN, 1986; SARTORI, 1986).

Per quanto detto in precedenza e per il fatto che la linea R. Selli si trova sulla prosecuzione meridionale della discontinuità litosferica ipotizzata a separazione del sistema orogenico nord-appenninico e di quello centro-appenninico, noi proponiamo una relazione diretta tra queste due discontinuità.

In quest'ottica la linea R. Selli potrebbe aver avuto un carattere transtensivo, almeno nelle prime fasi della sua attivazione (Tortoniano superiore). Utilizzando questo modello, quindi, il differente valore di *stretching* dell'area tirrenica centrale rispetto all'area tirrenica settentrionale potrebbe essere messo in relazione con le diverse velocità di propagazione dei sistemi orogenici nord-appenninico e centro-appenninico. Il lega-

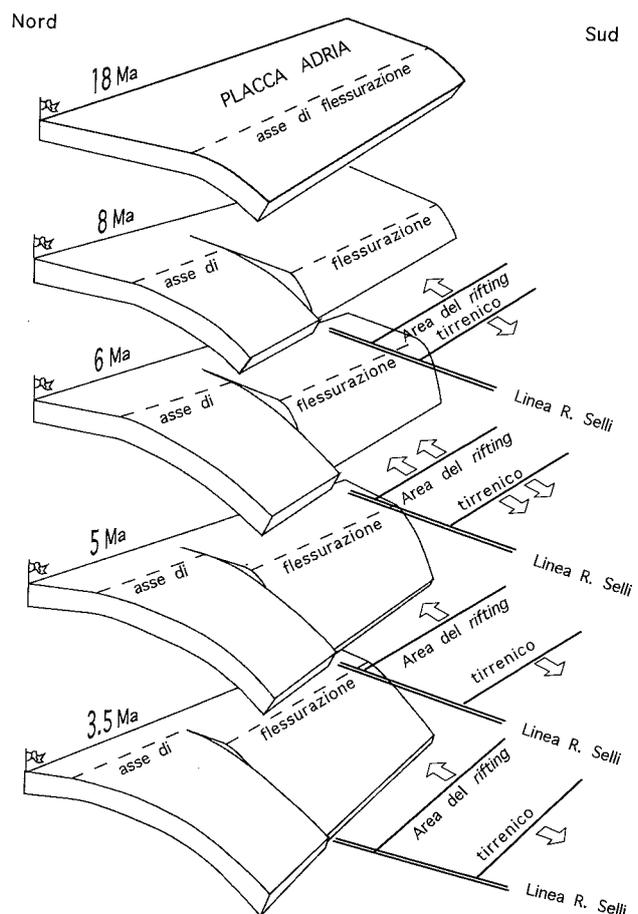


Fig. 4 - Schema mostrante la possibile relazione tra la segmentazione della placca Adria e l'assetto geodinamico dell'area tirrenica nel settore dell'Italia centrale. La segmentazione della litosfera, i differenti angoli di subduzione e l'arretramento flessurale sono messi in relazione con la tettonica estensionale sviluppatasi nell'area del rifting tirrenico.

me evidenziato tra l'estensione nell'area tirrenica e la compressione in quella adriatica consente di ritenere i due fenomeni legati a una stessa causa (subduzione della litosfera adriatica al disotto di quella tirreno-appenninica).

In figura 4 è riportata una serie di schemi semplificati riguardante la segmentazione della placca Adria, nelle diverse fasi deformative che hanno interessato l'area in esame.

Una situazione analoga a quella riportata in questa figura, ipotizzata per spiegare la relazione tra Appennino settentrionale e Appennino centrale, potrebbe essersi verificata, successivamente, più a sud (Ortona - Roccamonfina), per consentire l'evoluzione cinematica indipendente di due settori (Appennino centrale e Appennino meridionale) i cui sistemi catenavanfossa sono migrati verso NE con velocità differenti (PATACCA *et alii*, 1992b).

Da quanto emerso in questo lavoro, possiamo concludere quindi che, nell'area in esame, l'evoluzione post-tortoniana del sistema orogenico dell'Appennino è stata fortemente controllata dall'azione di due importanti *free-boundary* (*sensu* ROYDEN *et alii*, 1987) presenti nella litosfera del sistema Tirreno - Appennino - Adria. Queste discontinuità litosferiche hanno consentito un'indipendente evoluzione spazio-temporale di tre segmenti appenninici contigui (Appennino settentrionale, Appennino centrale e Appennino meridionale).

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1964) - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 595-633.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R., GIROTTI O., MAIORANI A., MATTEI M., PREITE MARTINEZ M., TRUDU R. & TURI B. (1991) - *Structural and geochemical features of the Sabina strike-slip fault*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 217-230.
- ALLEN P. A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G. D. (1986) - *Foreland basins: an introduction*. In: ALLEN P. A. & HOMEWOOD P. (Eds.), *Foreland Basins*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8, 3-12.
- AUDLEY-CHARLES M. G. (1986) - *Timor - Tanimbar Trough: the foreland basin of the evolving Banda orogen*. In: ALLEN P. A. & HOMEWOOD P. (Eds.), *Foreland Basins*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8, 91-102.
- BALLY A. W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
- 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*. Pal., Pal., 77 (1990), 41-50.
- 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, 161-189.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. & CANTELLI C. (1984) - *The Jurassic-Lower Pliocene history of the Ancona-Anzio line (Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 24 (1982), 325-336.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria - Marche thrust system (central Apennines, Italy)*. Tectonics, 13, 873-881.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1992) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 109-120.
- CAVINATO G. P., COSENTINO D., FUNICIELLO R., PAROTTO M., SALVINI F. & TOZZI M. (1994) - *Constraints and problems for a geodynamical model of the Central Italy*. Boll. Geof. Teor. Appl., 36, 159-174.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M. & RIDOLFI M. (1992a) - *I depositi terrigeni neogenici di avanfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 45 (1990), 563-568.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1992b) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1991/2), 125-131.
- CIPOLLARI P. (1995) - *Modalità e tempi di propagazione del sistema catena-avanfossa nella zona di incontro tra Appennino settentrionale e Appennino centrale*. Tesi di Dottorato VII ciclo, Università di Roma "La Sapienza", 229 pp.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - *La linea Olevano - Antrodoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/2, 143-149.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1993) - *Le Arenarie di Torrice: un deposito di bacino di piggy-back del Messiniano nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 497-505.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1994) - *Caratteri stratigrafico-strutturali dei bacini di piggy-back tardo miocenici dell'Italia centrale*. Soc. Geol. It., 77a Riunione estiva; Puglia, 23 settembre-1 ottobre 1994, Riassunti, 87-88.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, 252, 375-389.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PERILLI N. (1993) - *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olevano - Antrodoco*. Geologica Romana, 29, 495-513.
- COMPAGNONI B., GALLUZZO F., PAMPALONI M. L., PICHEZZI R. M., RAFFI I., ROSSI M. & SANTANTONIO M. (1992) - *Dati sulla lito-biostratigrafia delle successioni terrigene nell'area tra i Monti Simbruini e i Monti Carseolani (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 173-180.
- CORRADO S., COSENTINO D., PAROTTO M. & VECCHIA P. (1994) - *Il thrust-belt sabino (Appennino centrale): compatibilità geometriche e cinematiche*. Società Geologica Italiana, 77a Riunione Estiva - Congresso Nazionale (23 settembre-1 ottobre 1994): Geologia delle aree di avampaese. Riassunti, 115-116.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1988) - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare*. Geologica Romana, 25 (1986), 73-90.
- DOGLIONI C. (1990) - *The global tectonic pattern*. J. Geodyn., 12, 21-38.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions-Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova, 3, 423-434.
- DOGLIONI C. (1993) - *Some remarks on the origin of foredeeps*. Tectonophysics, 228, 1-20.
- ENDIGNOUX L., MORETTI I. & ROURE F. (1989) - *Forward modelling of the southern Apennine*. Tectonics, 8, 1095-1104.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., 28 (110), 75-155.
- FLORINDO F., CIPOLLARI P., COSENTINO D., MATTEI M. & SAGNOTTI L. (1994) - *Magnetostratigrafia al passaggio Tortoniano-Messiniano nella sezione composita di Pietrasecca, Appennino centrale*. G.N.G.T.S., 13° Convegno Nazionale. Riassunti delle Comunicazioni, 91.
- FORNACIARI E. & RIO D. (in stampa) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropal. (in stampa).
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (in stampa) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropal. (in stampa).
- GHISETTI F., VEZZANI L. & FOLLADOR U. (1993) - *Transpressioni destre nelle zone esterne dell'Appennino centrale*. Geologica Romana, 29, 73-95.
- HILL K. C. & HAYWARD A. B. (1988) - *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Marine and Petroleum Geology, 5(1), 2-16.
- HOMEWOOD P., ALLEN P. A. & WILLIAMS G. D. (1986) - *Dynamics of the molasse basin of western Switzerland*. In: ALLEN P. A. & HOMEWOOD P. (Eds.), *Foreland Basins*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8, 199-217.
- LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano 1 - il basamento*. Geologica Romana, 20, 183-195.
- LYON-CAEN H. & MOLNAR P. (1985) - *Gravity anomalies, flexure in*

- the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and the Gange Basin*. *Tectonics*, **4**, 513-538.
- MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL C. & LAJ C. (1992) - *Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagnetiche e di anisotropia della suscettività magnetica (AMS)*. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1991/2, 221-229.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation*. *Proceedings of the Second International Conference on Planktonic Microfossils*, Rome, 739-785, Ediz. Tecnoscienza.
- MENICHELLI M., DE FEYTER & CORSI M. (1991) - *Crop 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiano-romagnola*. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1991/1, 279-293.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1988) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35** (1986), 177-202.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation* (BUKRY, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, **5** (3), 5-321.
- ORI G. & FRIEND P. F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. *Geology*, **12**, 475-478.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: *The Lithosphere in Italy*, Eds. BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. *Atti dei Congressi Lincei*, **80**, 157-176.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45** (1990), 425-451.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1991/2, 417-441.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds), *Foreland Basins*. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, **8**, 105-140.
- 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.
- SARTORI R. (1986) - *Notes on the geology of the acoustic basement in the Tyrrhenian Sea*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **36**, 99-108.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of perityrrhenian areas*. In: KASTENS K. A., MASCLE J. *et alii* (1990). *Proc. ODP, Sci. Results*, **107**, 715-730.
- VAI G.B. (1987) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, 95-105.