

## MODELLO CINEMATICO-STRUTTURALE DELL'ITALIA CENTRALE(\*\*)

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 135
ABSTRACT	” 135
INTRODUZIONE	” 136
CRONOLOGIA DEGLI EVENTI DEFORMATIVI IN APPENNINO CENTRALE	” 136
PROPOSTA DI MODELLO CINEMATICO	” 138
STRUTTURAZIONI FUORI SEQUENZA	” 141
BIBLIOGRAFIA	” 142

## RIASSUNTO

In questo lavoro viene proposto un modello cinematico-strutturale per l'evoluzione neogenica dell'Italia centrale, con particolare riguardo alle modalità e ai tempi di migrazione con cui la deformazione compressiva si è propagata verso l'avampaese adriatico.

L'analisi stratigrafica condotta sui depositi terrigeni sine tardo-orogenici affioranti in Italia centrale (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; 1993; 1994a; 1994b; COMPAGNONI *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1992a; 1992b; CIPOLLARI *et alii*, 1993) ha prodotto in questi ultimi anni una quantità tale di dati che ha consentito di vincolare con una buona precisione gli eventi deformativi che hanno interessato l'Italia centrale. La quantità e la bontà di questi dati giustifica il tentativo di costruire un modello cinematico-strutturale dell'Italia centrale. Nello schema che proponiamo vengono riportati i momenti in cui i diversi settori dell'Italia centrale sono stati coinvolti nella strutturazione della catena appenninica e i tempi di attivazione dei fronti delle principali unità tettoniche.

Allo scopo di definire l'evoluzione cinematica dell'Italia centrale è stata effettuata una ricostruzione della migrazione del sistema orogenico ottenuta individuando i diversi momenti di flessurazione dell'avampaese (arretramento flessurale), i diversi momenti di formazione dei bacini d'avanfossa e determinando l'età dei bacini sviluppatasi nel settore dei *thrust* attivi del sistema orogenico e trasportati dalle unità tettoniche di catena in via di strutturazione.

In seguito all'analisi stratigrafica dei depositi che caratterizzano questi diversi momenti dell'evoluzione del sistema orogenico, sono stati individuati cinque momenti di migrazione discreta del sistema adriatico-vergente: Burdigaliano superiore, Serravalliano inferiore - Serravalliano superiore, Tortoniano superiore, Messiniano inferiore e Messiniano "lago-mare" - Pliocene inferiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1994a; 1994b; CIPOLLARI, 1995).

Durante il Burdigaliano superiore i settori dei Monti di Narni - Monti d'Amelia, Monti Martani, M. Subasio, Bocca Trabaria, sono stati inglobati nel sistema catena-avanfossa. In questo momento, infatti, queste aree passano da un dominio di avampaese a un'ambientazione di avanfossa, dando luogo alla sedimentazione della *Formazione Marnoso-arenacea* interna. E' nel Serravalliano che, in seguito alla mi-

grazione verso l'avampaese adriatico del fronte compressivo, queste stesse aree vengono coinvolte nella strutturazione della catena appenninica.

Nell'ambito dell'area indagata, chiari indizi dell'evento del Tortoniano superiore si osservano nel settore dei Monti Lepini - Ausoni - Aurunci, che in questo momento costituiva la zona frontale della catena appenninica, e nel settore Valle Latina - Monti Ernici - Affilani, che ospitava il bacino d'avanfossa.

In seguito all'evento del Messiniano inferiore, la propagazione del fronte compressivo verso settori più esterni determina il coinvolgimento in catena della precedente avanfossa (Valle Latina e settore ernico-affilano), secondo un sistema di *thrust* sincroni, di cui il fronte della dorsale dei Volsci costituiva probabilmente l'elemento più interno; durante questo evento il fronte dei *thrust* attivi era collocato in corrispondenza dell'attuale fronte della struttura simbruina.

Un'ulteriore propagazione del sistema orogenico si registra nel Messiniano "lago-mare" - Pliocene inferiore, quando tutto il vecchio dominio d'avanfossa del Messiniano viene incorporato nella catena secondo un meccanismo analogo a quello visto per la fase del Tortoniano superiore. Un sistema di *thrust* sincroni determina la deformazione del precedente bacino d'avanfossa; il fronte dei *thrust* attivi del sistema appenninico si attesta su settori più esterni (fronte del Morrone), mentre nelle aree più interne si registra l'attività del fronte simbruino-ernico.

Un ruolo molto importante nell'evoluzione cinematico-strutturale dell'Appennino centrale è stato giocato dalle numerose strutturazioni fuori sequenza riconosciute in questo settore; tra queste, per il loro sviluppo regionale, meritano una particolare citazione il fronte del Gran Sasso (GHISSETTI & VEZZANI, 1991) e quello dell'Olevano - Antrodoco - Monti Sibillini (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992). Queste attivazioni fuori sequenza sono da ricondurre a due differenti fasi tardive della strutturazione appenninica in questo settore e sono probabilmente responsabili, in un contesto di tettonica pellicolare, delle rotazioni evidenziate dalle analisi paleomagnetiche condotte nei due settori (GHISSETTI *et alii*, 1992; MATTEI *et alii*, 1992).

## ABSTRACT

The stratigraphical analyses carried out on syn- and late-orogenic terrigenous deposits cropping out in central Italy (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; 1993; 1994a; 1994b; CIPOLLARI *et alii*, 1993; COMPAGNONI *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1992a; 1992b) yielded a lot of new stratigraphical data to constrain the tectonic events which affected the central Apennines. The large amount of these data has allowed us to construct a kinematic model that points out the time in which the main tectonic units of the central Apennines have been involved in the orogenic deformation.

In order to define the kinematic evolution of central Italy, the migration of the orogenic system has been investigated by determining the different moments of foreland flexuration as well as the timing of the development of foreland and thrust-top basins.

The stratigraphic analyses carried out on different tectotopes that define the evolution of the chain-foredeep system have allowed us to recognize five steps in the migration

(\*)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. PRATURLO).

of the Adriatic-verging orogenic system: late Burdigalian, early Serravallian-late Serravallian, late Tortonian, early Messinian and Messinian "Iago-mare" - Early Pliocene (CIPOLLARI & COSENTINO, 1994a; 1994b; CIPOLLARI, 1995).

In the late Burdigalian the area which includes Narni - Amelia Mts., Martani Mts., the Mt. Subasio and Bocca Trabaria become part of the orogenic system as foreland basin (inner *Marnoso-arenacea Fm.*). During the Serravallian, due to a further migration of the active thrust-front of the chain towards the Adriatic foreland, the same area was strongly deformed and constituted the external portion of the Apenninic chain.

The late Tortonian tectono-sedimentary event is well documented in Lepini - Ausoni - Aurunci Mts., which at that time represented the frontal zone of the central Apenninic chain, and in the Latina Valley and Ernici - Affilani Mts. where a foreland basin developed.

In the early Messinian a new thrust-front was activated in a more external position coinciding with the present thrust-front of Simbruini Mts. As a consequence, the previous fore-deep domain was deformed by several synchronous thrusts.

During Messinian "Iago-mare" - lower Pliocene times a further migration of the orogenic system took place. This event caused the deformation of the Messinian foredeep basin by the development of synchronous thrusts, which gave rise to the accretion of the Apenninic orogenic wedge. As a consequence of this process the thrust-front of the chain migrated eastwards involving the Morrone Mountains in the building of the Early Pliocene Apenninic chain.

The kinematic evolution of the central Apennines is characterized not only by a progressive migration of the thrust-front of the chain towards the foreland but also by the occurrence of out-of-sequence thrusts. Among these, the most important for their regional extension are the Gran Sasso thrust-front (GHISETTI & VEZZANI, 1991) and the Olevano - Antrodoco - Sibillini Mts. one (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992). The activity of these out-of-sequence thrusts is linked to that of two events which have characterized the late orogenic evolution of the Apenninic chain in central Italy.

PAROLE CHIAVE: Neogene, Appennino centrale, Sistema orogenico, Modello cinematico.

KEY WORDS: Neogene, Central Apennines, Orogenic system, Kinematic model.

## INTRODUZIONE

In questo lavoro viene proposto un modello cinematico-strutturale per l'evoluzione neogenica dell'Italia centrale, con particolare riguardo alle modalità e ai tempi di migrazione con cui la deformazione compressiva si è propagata verso l'avampaese adriatico. Pertanto, nel già complesso assetto strutturale derivante dalla deformazione compressiva appenninica non sono stati, volutamente, inseriti i chiari indizi della successiva tettonica distensiva e trascorrente evidenziati da diversi autori (SALVINI & TOZZI, 1988; ALFONSI *et alii*, 1991; CORRADO *et alii*, 1992; SALVINI, 1992; CALAMITA & PIZZI, 1993; GHISETTI *et alii*, 1993; MONTONE & SALVINI, 1993; KELLER *et alii*, 1994).

La ricostruzione delle tappe fondamentali dell'evoluzione del sistema orogenico in Appennino centrale ha fornito elementi indispensabili per la stesura di uno schema cinematico per questo settore. I dati presenti in letteratura (GHISETTI & VEZZANI, 1990; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; PATACCA *et alii*, 1992a; PATACCA *et alii*, 1992b; CIPOLLARI *et alii*, 1993; GHISETTI *et alii*, 1993), unitamente a quelli prodotti nel presente

lavoro, consentono, infatti, di individuare i momenti in cui si sono verificati i diversi eventi tettono-sedimentari che hanno portato alla strutturazione di questa porzione di catena e permettono, inoltre, di individuare i settori che, durante ogni evento, sono stati coinvolti nella deformazione orogenica. In letteratura, uno schema del tipo di quello proposto in questo lavoro è riportato in BIGI *et alii* (1989) e BOCCALETTI *et alii* (1990). Tuttavia, per quel che riguarda l'Appennino centrale, tale ricostruzione è stata operata sulla base degli scarsi dati di letteratura a disposizione al momento della sua stesura. Sulla spinta delle nuove conoscenze sull'età dei depositi sinorogenici dell'Italia centrale, è stato, quindi, costruito uno schema cinematico-strutturale in cui le strutture che attualmente caratterizzano l'Appennino centrale sono distinte in funzione del tempo in cui sono state deformate e del ruolo che, nelle diverse fasi evolutive, esse hanno rivestito nell'ambito del sistema orogenico.

## CRONOLOGIA DEGLI EVENTI DEFORMATIVI IN APPENNINO CENTRALE

Sulla base dell'analisi biostratigrafica e geologica svolta su depositi sinorogenici affioranti in diversi settori dell'Appennino centrale (Fig. 1), sono stati individuati diversi momenti evolutivi che hanno caratterizzato la costruzione della catena centro-appenninica. L'analisi biostratigrafica è stata condotta sulle associazioni di nannofossili calcarei presenti nei depositi terrigeni presi in esame.

Per quanto riguarda la biostratigrafia dei nannofossili calcarei del Miocene inferiore e medio si è fatto riferimento alla zonazione proposta da FORNACIARI & RIO (in stampa), mentre per quella del Miocene superiore si è fatto riferimento a OKADA & BUKRY (1980). L'evento più antico riconosciuto nell'area esaminata si è verificato nel Burdigaliano superiore. In particolare, i dati si riferiscono ai depositi terrigeni affioranti nella Valle dell'Aia (Monti di Narni - Monti Sabini). L'analisi biostratigrafica effettuata sui nannofossili calcarei nella porzione inferiore della successione torbiditica ivi affiorante, in base alla presenza di *S. heteromorphus* e di *H. ampliaperla*, ha consentito di riferire la genesi di questo bacino d'avanfossa alla zona MN4, ossia al Burdigaliano superiore. Il deposito torbiditico affiorante in questo settore si correla, pertanto, con quelli coevi affioranti più a nord nei settori dei Monti Martani, M. Subasio e Bocca Trabaria, attribuiti in letteratura alla *Formazione Marnoso-arenacea* interna (COSTA *et alii*, 1991; DAMIANI & TUSCANO, 1991). Per l'evento del Burdigaliano superiore, è da osservare che, nell'area presa in considerazione, si può ricostruire con certezza solamente l'attuale posizione di quello che rappresentava il dominio di avanfossa. Quest'ultimo, secondo una stima conservativa, è stato rappresentato considerando esclusivamente ciò che oggi resta del cueneo clastico di riempimento dell'avanfossa burdigaliana. Nel dominio di catena del Burdigaliano superiore possiamo inserire la struttura del M. Soratte, che durante questo evento era con ogni probabilità deformata. Si tratta, infatti, di una unità tettonica caratterizzata da una successione ad affinità toscana (OGNIBEN *et alii*, 1975) che, quindi, è stata coinvolta nella deformazione orogenica durante la strutturazione in catena della Falda Toscana, avvenuta dopo la deposizione del

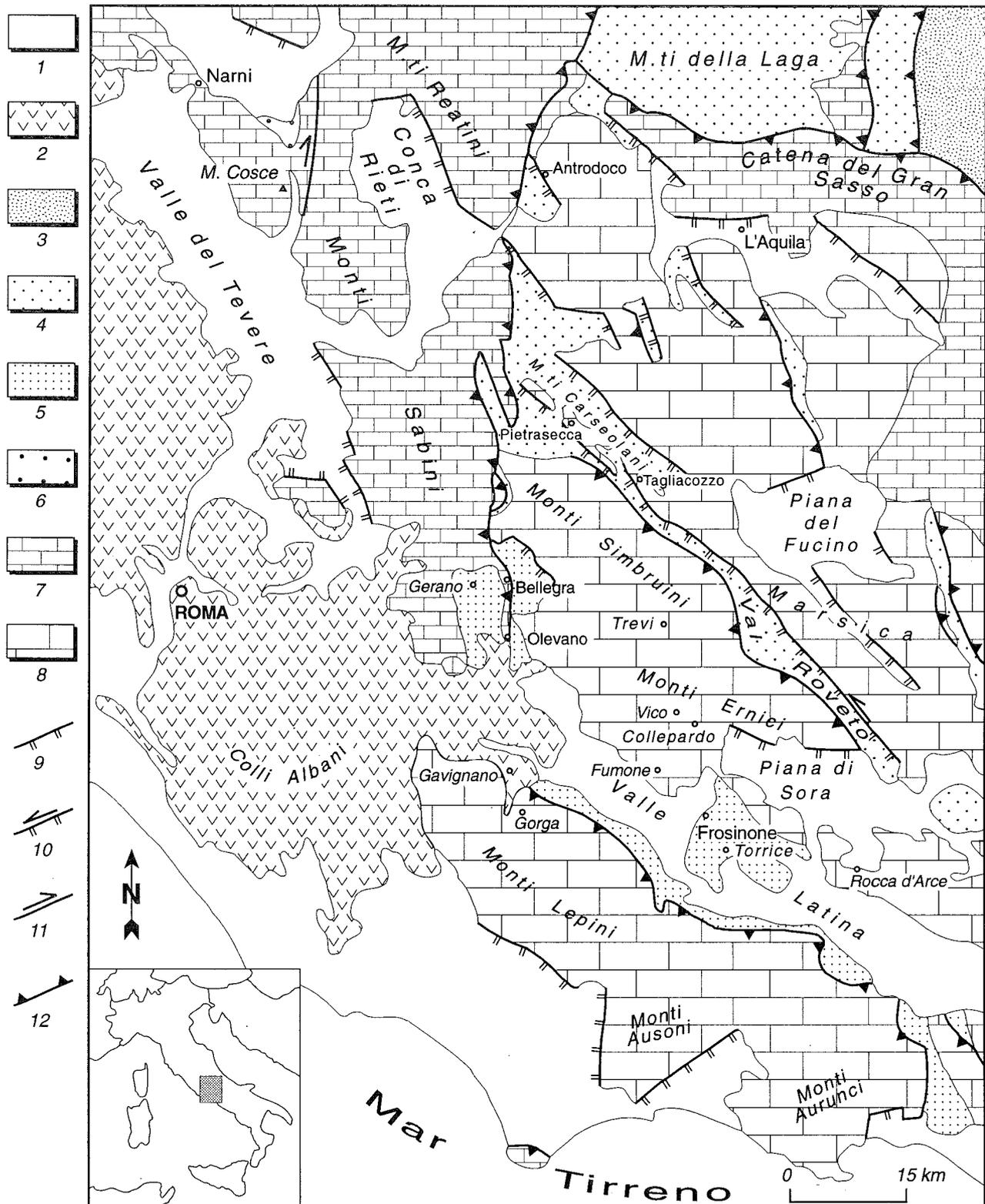


Fig. 1 - Schema geologico-strutturale dell'Italia centrale. 1) depositi marini e continentali del Plio-Pleistocene e coperture alluvionali recenti; 2) vulcaniti (Pleistocene); 3) depositi terrigeni sinorogenici (*Formazione del Cellino*, Pliocene inferiore); 4) depositi terrigeni sinorogenici (*Marne a Orbulina* e *Formazione Argilloso-arenacea*, Tortoniano superiore *p.p.* - Messiniano inferiore; *Marne a Pteropodi* e *Formazione della Laga*, Tortoniano superiore *p.p.* - Messiniano superiore); 5) depositi terrigeni sinorogenici (*Marne a Orbulina* e *Formazione di Frosinone*, Tortoniano superiore *p.p.*); 6) depositi terrigeni sinorogenici (*Formazione Marnoso-arenacea*, Burdigaliano *p.p.* - Langhiano); 7) successione stratigrafica in facies di transizione (Triassico superiore - Miocene inferiore); 8) successione stratigrafica in facies di piattaforma carbonatica (Triassico superiore - Miocene medio); 9) faglia diretta; 10) faglia con cinematica complessa; 11) faglia trascorrente; 12) sovrascorrimento. (da CIPOLLARI & COSENTINO, 1992).

*Macigno* (Oligocene superiore - Aquitaniano *p.p.*), e quindi probabilmente durante l'evento del Burdigaliano superiore.

Nel settore dei Monti di Spoleto sono stati esaminati depositi terrigeni in cui è stato registrato il successivo evento tettono-sedimentario riconosciuto, verificatosi al passaggio tra Serravalliano inferiore e Serravalliano superiore. In particolare, è stata analizzata una breve successione marnoso-arenacea affiorante nel settore di Vallocchia - Belvedere, la cui sedimentazione, per le sue caratteristiche stratigrafico-strutturali, è riconducibile ad una sedimentazione di bacino di *piggy-back* (CIPOLLARI & COSENTINO, 1994b). Al suo interno è stata osservata un'associazione di nannofossili calcarei (*R. pseudoumbilica* >7 micron, *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *D. productus*, *H. carteri*, *S. moriformis*) che ha consentito la sua attribuzione ad un intervallo temporale compreso tra la sottozona MNN6b e la zona MNN 7 (Serravalliano inferiore - Serravalliano superiore). Durante questo evento, dunque, è stato coinvolto in catena, oltre al settore dei Monti di Spoleto, l'intero dominio d'avanfossa della *Marnoso-arenacea* interna che si sviluppava a ovest di questi. Il limite orientale della catena serravalliana è abbastanza incerto, in quanto, nell'area presa in considerazione, non affiorano depositi d'avanfossa, riconducibili a questo evento, che possano permettere di delimitare, in prima approssimazione, l'estensione del dominio di catena verso l'esterno. Tale limite è stato posizionato, quindi, in corrispondenza della zona di massima estensione, verso est, del settore che molto probabilmente rappresentava la prosecuzione meridionale dei depositi dell'avanfossa burdigaliana, affioranti estesamente più a nord. Come detto in precedenza, questo stesso settore, infatti, durante l'evento tettonico del Serravalliano deve essere stato coinvolto nella deformazione orogenica, andando così a costituire la porzione più esterna della catena appenninica.

Durante il Tortoniano superiore, secondo la ricostruzione effettuata, vengono strutturati in catena due distinti settori. Il primo è rappresentato dall'attuale struttura della catena dei Volsci (Monti Lepini - Ausoni - Aurunci), la cui età di deformazione è definita dalla presenza di depositi conglomeratici discordanti su un substrato carbonatico, affioranti nel settore di Gorga - Gavignano ("Unità di Gavignano e Gorga", ALBERTI *et alii*, 1975; CIPOLLARI & COSENTINO, 1994b; CIPOLLARI, 1995). Questi, depositi con un meccanismo di tipo *debris flow*, sono stati ricondotti ad un ambiente di sedimentazione tipico di un bacino trasportato orogenicamente, attivo in tempi non più recenti del Tortoniano superiore. Non è stato, infatti, possibile determinare direttamente l'età dell' "Unità di Gavignano e Gorga", in quanto l'analisi biostratigrafica ha evidenziato la presenza di un'associazione banale, costituita prevalentemente da forme rimaneggiate. Il riferimento al Tortoniano superiore scaturisce dall'osservazione che il deposito in questione è coinvolto, in più punti, nella deformazione associata alla faglia Segni - Montelanico - Carpineto, la quale porta ad accavallare le unità carbonatiche dei Monti Lepini sui depositi dell' "Unità di Gavignano e Gorga". Questo elemento tettonico è stato interpretato come *back-thrust* legato all'attività del sovrascorrimento frontale dei Monti Lepini (TALLINI, 1994); la sua attività è quindi vincolata inferiormente dall'età dei depositi terrigeni su cui la catena lepina sovrascorre. Poiché il fronte lepino, e quindi

il *back-thrust* ad esso associato, ha avuto un'attività post-Tortoniano superiore, l'età dell' "Unità di Gavignano e Gorga" non può essere più giovane del Tortoniano superiore. Inoltre, il deposito in questione si trova in posizione molto prossima a quello che doveva rappresentare il fronte attivo della catena durante il Tortoniano superiore, si ritiene, pertanto, che l' "Unità di Gavignano e Gorga" rappresenti proprio il deposito di un bacino di *piggy-back* relativo all'attività di questo fronte (CIPOLLARI & COSENTINO, 1994b; CIPOLLARI, 1995) e possa essere considerata come il deposito di un bacino satellite dell'avanfossa della Valle Latina.

Il limite esterno di questa porzione di catena tortoniana è rappresentato dai depositi terrigeni della Valle Latina, al cui interno è stato riconosciuto il *marker* che definisce la base della sottozona CN 9a (*D. cf. quinqueramus*, CIPOLLARI *et alii*, 1993) e che rappresenta, pertanto, la sedimentazione dell'avanfossa del Tortoniano superiore.

Un'altra porzione di catena tortoniana è situata in pieno Appennino umbro-marchigiano. Secondo quanto osservato, essa sarebbe rappresentata almeno dal settore che durante il Serravalliano costituiva, probabilmente, la prosecuzione verso sud del dominio d'avanfossa. Il limite orientale di tale settore è, inoltre, vincolato dall'estensione dei depositi relativi al "bacino di Camerino" (CALAMITA *et alii*, 1979a; 1979b) che rappresentano la sedimentazione in un bacino trasportato dalla catena messiniana.

Durante l'evento tettonico del Messiniano inferiore sono stati coinvolti in catena sia il settore su cui si sviluppava il "bacino di Camerino" (Monti Sibillini) che quello della Valle Latina e della catena simbruino-ernica. Il momento di deformazione di quest'ultimo settore è ben vincolato dall'età emersa dall'analisi stratigrafica dei depositi di *piggy-back* che vi affiorano, in quanto al loro interno sono stati rinvenuti i *marker*: *D. quinqueramus*, *A. primus*, *A. delicatus*, *A. amplificus*.

L'evento tettono-sedimentario del Messiniano "lago mare" - Pliocene inferiore vede il coinvolgimento in catena del settore Val Roveto - Salto - Tagliacozzo, del settore dei Monti della Laga, probabilmente del Gran Sasso e di tutta la Marsica (Tav. 1) o solo di una sua parte (Tav. 1a). Durante la deformazione di questi settori si ha, anche in questo momento, lo sviluppo di bacini trasportati. Questi sono rappresentati dai depositi, poggiati in discordanza sul substrato deformato, che affiorano nella Val Roveto (Broccostella, Canistro) e nella Marsica (Le Vicenne). Un deposito analogo, ma di incerta posizione stratigrafica, è presente anche sul M. Mezzana (PRATURLON, 1980). C'è da segnalare, inoltre, la deposizione, su un settore di catena in via di strutturazione, dei conglomerati di M. Coppe (GHISSETTI *et alii*, 1993). L'avanfossa del Messiniano "lago-mare" - Pliocene inferiore è documentata nel settore della Maiella e in quei settori in cui si sviluppano la *Formazione del Cellino* e il *Flysch teramano* (CASNEDI *et alii*, 1984; CENTAMORE *et alii*, 1992a; 1992b; PATACCA *et alii*, 1992b). Nello schema della tavola Ia, questo stesso dominio di avanfossa comprenderebbe, inoltre, anche il settore della Montagna Grande.

## PROPOSTA DI MODELLO CINEMATICO

Utilizzando i vincoli stratigrafici riportati nel capitolo precedente, è stata tentata la costruzione di uno

schema cinematico-strutturale dell'Italia centrale (Tav. 1). In questo schema è indicato con il colore pieno il momento in cui un determinato settore è stato coinvolto nel dominio di catena. Questo tipo di indicazione ci viene dato dall'età dei depositi di bacino di *piggy-back* riconosciuti nell'area in esame, rappresentati nello schema cinematico-strutturale con la mezza tinta (negativo) del colore relativo a quel particolare evento tettono-sedimentario. Inoltre, con un sovrassegno puntinato di un determinato colore sono stati indicati i settori d'affioramento dei depositi d'avanfossa relativi a un preciso evento tettono-sedimentario. Il sovrassegno puntinato in colore, indicante il deposito d'avanfossa di un dato evento tettono-sedimentario, generalmente si sovrappone su un colore pieno indicante il momento in cui quel bacino di avanfossa è stato inglobato nel dominio di catena. Inoltre, nei settori in cui l'analisi stratigrafico-strutturale ha messo in evidenza momenti di riattivazione fuori sequenza (zona Olevano - Antrodoco - Monti Sibillini e fronte del Gran Sasso), questo carattere è stato indicato con delle bande colorate, indicanti l'età della riattivazione fuori sequenza, sovrapposte al colore pieno, relativo all'età della prima fase di strutturazione in catena.

Ad un'analisi anche superficiale del modello cinematico-strutturale proposto emerge la presenza di una discontinuità strutturale di prim'ordine, a direzione NNE-SSW e andamento trasversale rispetto alla catena centro-appenninica. Tale discontinuità, a carattere litosferico, attiva fin dal Tortoniano superiore, ha consentito l'evoluzione indipendente del sistema orogenico dell'Appennino settentrionale rispetto a quello dell'Appennino centrale, svincolando due settori in cui la deformazione compressiva si è propagata verso l'avampaese adriatico con differenti velocità (VAL, 1987; CIPOLLARI & COSENTINO, presente volume). In questa sede ci preme sottolineare lo spostamento destrorso che il sistema orogenico dell'Appennino subisce in corrispondenza di questa discontinuità. Nello schema proposto, questo spostamento è evidenziato dal disallineamento di settori coevi del cuneo d'accrezione appenninico.

Un'ulteriore considerazione che emerge dall'analisi di questo modello cinematico è la sostanziale propagazione verso l'avampaese adriatico della deformazione compressiva appenninica, peraltro già messa in evidenza da numerosi autori (BALLY *et alii*, 1988; ENDIGNOUX *et alii*, 1989; SAGE *et alii*, 1991; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992b; PATACCA *et alii*, 1992b; CAVINATO *et alii*, 1994). In questo lavoro vengono meglio precisati i tempi di propagazione del fronte compressivo appenninico e le strutture coinvolte nelle diverse fasi di deformazione.

A questo proposito bisogna precisare che per il settore settentrionale del segmento di orogene preso in esame (Tav. 1) i vincoli stratigrafici sono scarsi, a causa della limitata estensione, o assenza, dei depositi sintettonici legati all'evoluzione del sistema orogenico. Questi sono limitati agli affioramenti della *Marnoso-arenacea* interna (Burdigaliano superiore) (Valle dell'Aia, Monti Martani, M. Subasio, etc.), agli affioramenti delle marne di Vallocchia - Castelmonte e alla *Formazione di Belvedere* (Serravalliano inferiore/superiore), e, infine, ai depositi terrigeni del bacino di Camerino (Tortoniano medio - Messiniano, BOCCALETTI *et alii*, 1986) e della *Formazione della Laga* (Messiniano). Per questo motivo, la ricostruzione dell'evoluzione del sistema orogenico per questo tratto della catena

può essere soltanto parziale, mancando indicazioni sull'avanfossa relativa all'evento serravalliano ed essendo scarse quelle relative all'avanfossa tortoniana.

Nel settore meridionale del segmento di catena preso in esame, invece, a partire dall'evento tettono-sedimentario del Tortoniano superiore è possibile ricostruire con un buon dettaglio l'evoluzione del sistema orogenico appenninico grazie alla estensione degli affioramenti dei depositi sinorogenici, sia di bacino d'avanfossa che di bacino di *piggy-back*.

La catena appenninica tortoniana comprendeva, nella sua porzione più esterna, la catena dei Volsci (Monti Lepini, Monti Ausoni e Monti Aurunci), al fronte della quale si sviluppava il bacino d'avanfossa della Valle Latina. Sulla catena in via di strutturazione, invece, una serie di bacini satellite ospitavano la sedimentazione di materiale clastico grossolano (Unità di Gavignano e Gorga, ALBERTI *et alii*, 1975) (CIPOLLARI & COSENTINO, 1994b; CIPOLLARI, 1995).

Con la migrazione del sistema orogenico verso l'avampaese adriatico, nella fase successiva (Messiniano inferiore) viene inglobato nel dominio di catena l'intero settore simbruino-ernico.

Il settore dei Monti della Laga, come pure quello della Val Roveto - Valle del Salto - Tagliacozzo e almeno parte di quello marsicano, costituivano parte del bacino d'avanfossa del Messiniano. In letteratura esistono diverse opinioni circa l'appartenenza a questo stesso bacino dei depositi terrigeni affioranti nel settore della Montagna Grande. Secondo quanto proposto da PATACCA *et alii* (1992b), il flysch affiorante in questa area è da attribuirsi ad una avanfossa più giovane, sviluppatasi in un intervallo di tempo comprendente il Messiniano "lago-mare" e il Pliocene inferiore *p.p.*, mentre CORRADO *et alii* (1994), sulla base dell'analisi degli indicatori ottici di maturità della materia organica sparsa nei sedimenti terrigeni affioranti nello stesso settore propongono una diversa storia evolutiva, che implica l'evoluzione a bacino d'avanfossa della Montagna Grande durante il Messiniano. Quest'ultima soluzione è riportata anche in GHISSETTI *et alii* (1993). L'esistenza, nel settore di Anversa degli Abruzzi, di un deposito silicoclastico post-gessi sarebbe, tendenzialmente, a favore dell'ipotesi di PATACCA *et alii* (1992b), ma ciò che è ancor oggi oggetto di discussione è l'appoggio stratigrafico di questo deposito sulla successione carbonatica della Montagna Grande.

Sulla base di queste due differenti interpretazioni, emergono inevitabilmente due diversi modelli evolutivi per lo stesso settore. Poiché la ricostruzione cinematica svolta nel presente lavoro si basa, per questa porzione di catena, su dati e considerazioni riportati in letteratura, in questa sede si propongono, in alternativa, due schemi cinematici ricostruiti utilizzando entrambe le interpretazioni proposte.

Lo schema di tavola I è stato costruito considerando i depositi silicoclastici affioranti nel settore di Anversa degli Abruzzi e nella Valle del Tasso - Sagittario come appartenenti ad un'avanfossa messiniana la cui estensione comprendeva anche il settore della Val Roveto - Valle del Salto - Tagliacozzo e quello della Marsica. In questo modo, il quadro evolutivo che emerge per il settore di catena comprendente, da SW verso NE, la catena dei Volsci, la Valle Latina, i Monti Simbruini - Ernici, la Val Roveto, la Marsica, fino a giungere al dominio più esterno della Maiella, a scala regionale, è quello di una propagazione di tipo *piggy-back*

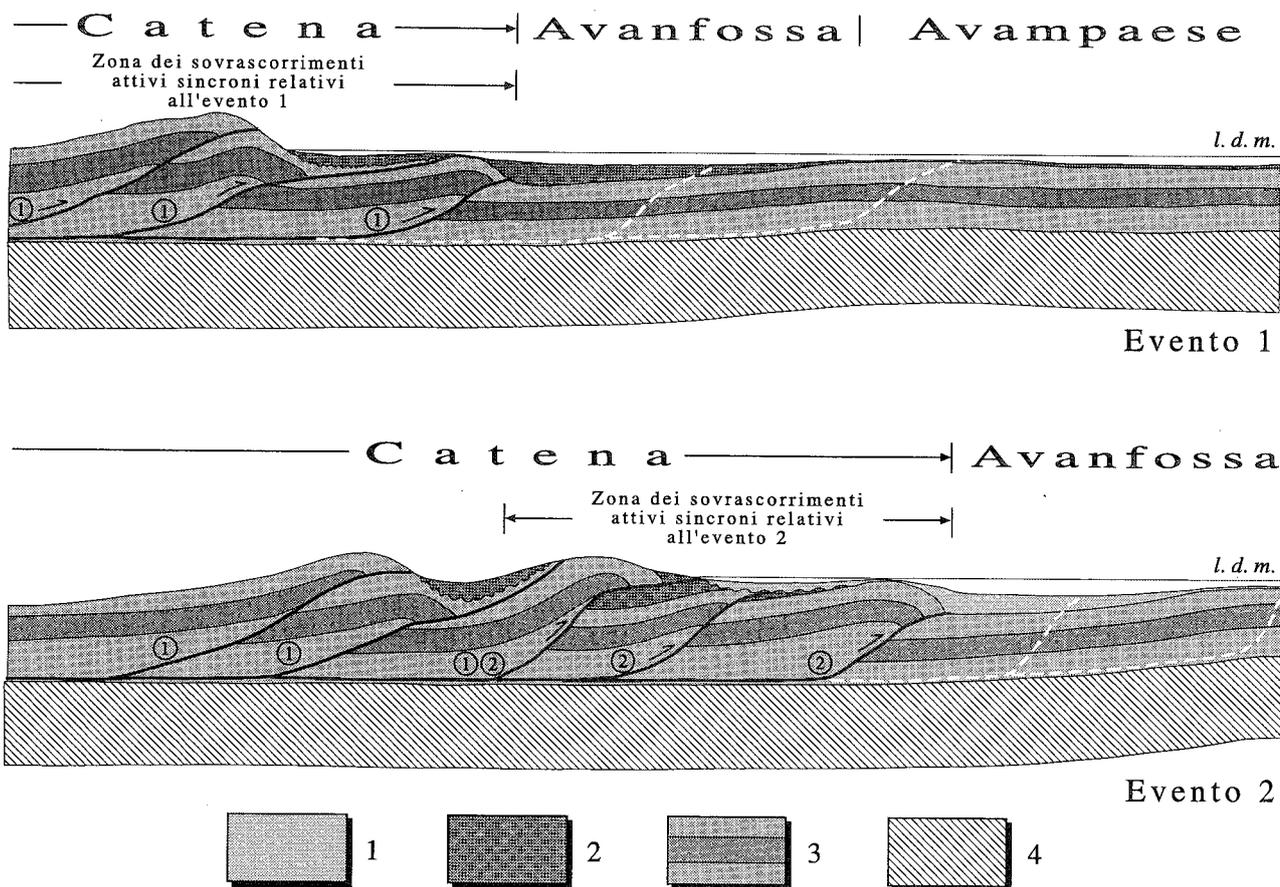


Fig. 2 - Schema semplificato mostrandone l'accrescimento della catena appenninica secondo un sistema di sovrascorrimenti attivi sincroni, in migrazione verso l'avampaese, in una generale propagazione *piggy-back* della deformazione compressiva. 1) depositi sinorogenici relativi all'evento 2; 2) depositi sinorogenici relativi all'evento 1; 3) successione pre-orogenica; 4) basamento cristallino.

dei sovrascorrimenti frontali delle unità strutturali costituenti la catena. Infatti, ad eccezione delle riattivazioni fuori sequenza che in tempi successivi hanno interessato la catena centro-appenninica (vedi capitolo successivo), si riconosce una migrazione del sistema orogenico verso l'avampaese adriatico, attraverso l'attivazione, durante ogni singolo evento tettono-sedimentario, di un sovrascorrimento che si forma in posizione esterna rispetto alla catena già strutturata, e che provoca la traslazione dell'intera catena verso settori più esterni. Nel modello proposto, il nuovo elemento di catena che ad ogni nuovo evento tettono-sedimentario accresce il cuneo orogenico dell'Appennino viene strutturato simultaneamente (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992), sviluppando al suo interno un sistema di sovrascorrimenti sincroni (Fig. 2). Il nuovo elemento di catena risulta pertanto delimitato esternamente dal suo sovrascorrimento frontale, attivato per la prima volta durante quell'evento tettono-sedimentario, mentre verso l'interno risulta delimitato dal sovrascorrimento frontale dell'evento tettono-sedimentario precedente, che pertanto continua ad essere attivo anche durante l'evento successivo.

In tavola 1a viene proposto un modello cinematico per il settore della Montagna Grande, alternativo a quello ora descritto, basato sulla ricostruzione operata da PATACCA *et alii* (1992b). Secondo questi autori, infatti, la struttura della Montagna Grande si trova attualmente in finestra tettonica in quanto rappresenta

il settore più interno dell' "Unità Scontrone - Porra", unità che è stata sede d'avanfossa durante l'evento Messiniano "lago-mare" - Pliocene inferiore.

Secondo tale ricostruzione, emerge un quadro evolutivo leggermente più complesso di quello precedentemente descritto, in quanto le strutture che sono state coinvolte in catena in eventi tettonici diversi attualmente si trovano giustapposte a costituire una *pattern* strutturale abbastanza complesso. La struttura di M. Genzana - M. Greco, infatti, pur essendo andata a costituire parte della catena durante l'evento tettono-sedimentario del Messiniano "lago mare" - Pliocene inferiore, si trova tettonicamente sovrapposta e in posizione più avanzata rispetto alle unità che sono state coinvolte nella catena nel successivo evento tettonico verificatosi al tetto del Pliocene inferiore. Una tale situazione, non essendovi indizi diretti di una riattivazione fuori sequenza del settore M. Genzana - M. Greco, può essere interpretata come il prodotto di una strutturazione *duplex* di questo settore di catena, come già ipotizzato da PATACCA *et alii* (1992b). In tal modo, la struttura del M. Genzana - M. Greco rappresenterebbe l'unica testimonianza per l'Appennino centrale di uno stile deformativo che prevede la propagazione della catena attraverso lo sviluppo di strutture *duplex*. Questo stile, al contrario, risulta ampiamente documentato in Appennino meridionale (PATACCA *et alii*, 1992b).

## STRUTTURAZIONI FUORI SEQUENZA

Al tipo di evoluzione ricostruita nel capitolo precedente, che prevede la strutturazione della catena con la progressiva migrazione della deformazione compressiva verso l'avampaese, secondo eventi deformativi discreti, si sovrappone la strutturazione fuori sequenza di importanti sistemi di sovrascorrimenti, quali quello dell'Olevano - Antrodoto - Monti Sibillini (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992) e quello della catena del Gran Sasso (GHISSETTI & VEZZANI, 1991). Entrambi questi sistemi di sovrascorrimenti tagliano obliquamente o trasversalmente elementi strutturali generati durante eventi deformativi precedenti, legati alla evoluzione in sequenza *piggy-back* dei sistemi di sovrascorrimento appenninici. Infatti, mentre il sistema di sovrascorrimenti Olevano - Antrodoto - Monti Sibillini riattiva un settore di catena già strutturato nella precedente fase del Messiniano inferiore, facendolo sovrascorrere verso est, a ricoprire settori di catena evolutisi in sequenza *piggy-back* durante gli eventi del Messiniano inferiore e Messiniano "lago-mare" - Pliocene inferiore, il sistema di sovrascorrimenti che caratterizza la catena del Gran Sasso taglia trasversalmente le strutture, a direttrice N-S, legate alla dorsale di Acquasanta e della Montagna dei Fiori - Montagnone, strutturate durante l'evento Messiniano "lago-mare" - Pliocene inferiore.

L'età di attivazione del primo sistema di sovrascorrimenti è vincolata inferiormente dall'età della porzione sommitale della *Formazione della Laga* (Messiniano superiore, post evento a gessi). Questo momento deformativo riattiva un settore di catena compreso tra il fronte del sistema di sovrascorrimenti Olevano - Antrodoto - Monti Sibillini, a est, e le unità tettoniche più interne dei Monti Sabini e dei Monti di Spoleto, a ovest. In particolare, nei Monti di Spoleto, indizi di riattivazione fuori sequenza sono stati osservati nella zona di Belvedere e Vallocchia, dove superfici di sovrascorrimento a basso angolo portano alla sovrapposizione del *Calcere massiccio* su un'unità tettonica comprendente la *Formazione di Belvedere* (DECANDIA E GIANNINI, 1977) o le marne di Vallocchia (CIPOLLARI, 1995), appartenenti entrambe alla successione stratigrafica di un bacino di *piggy-back* (*sensu* ORI & FRIEND, 1984) (CIPOLLARI & COSENTINO, 1994b). Inoltre, per tutto il segmento sabino dell'orogene appenninico e per quello a ridosso del sovrascorrimento dei Monti Sibillini, sono stati più volte osservati indizi di deformazioni multiple come meso-pieghe ripiegate, macro- e meso-pieghe troncate da superfici di sovrascorrimento e domini multipli di striature sul medesimo piano di faglia. (CALAMITA & DELANA, 1982; COSENTINO, 1986; MATTEI *et alii*, 1986; CALAMITA *et alii*, 1987; COSENTINO & PAROTTO, 1988; 1989; 1992; COSENTINO & MONTONE, 1991; COSENTINO *et alii*, 1993).

Ipotizzando che la riattivazione di questa porzione di catena appenninica sia avvenuta in un unico evento sincrono, il vincolo superiore per questo evento è dato dall'età più antica dei depositi continentali del vicino bacino tiberino, sviluppatosi in un regime post-orogeo distensivo, e pertanto non interessato dalle precedenti fasi compressive appenniniche. Recentemente, la porzione più antica della successione stratigrafica del bacino tiberino è stata riconosciuta nell'unità di Fosso Bianco (BASILICI, 1992; AMBROSETTI & BASILICI, 1994), affiorante nel ramo sud-occidentale del bacino. L'età dell'unità di Fosso Bianco, che secondo BASILICI (1992)

e AMBROSETTI & BASILICI (1994) è compresa tra il Pliocene medio e la parte alta del Pliocene inferiore, sembra invece attribuibile interamente al Pliocene medio (com. pers. R. PONTINI).

Per quanto riguarda l'età di attivazione fuori sequenza del fronte del Gran Sasso, esistono diversi vincoli sia geometrici che cronologici. Questa è vincolata inferiormente dall'età dei depositi silicoclastici che poggiano in continuità stratigrafica al di sopra della successione carbonatica in facies di transizione. L'età di questi depositi (Messiniano inferiore, GHISSETTI & VEZZANI, 1990), infatti, indica il momento dell'iniziale coinvolgimento, in sequenza, di questo settore come avanfossa del sistema orogenico dell'Appennino (PATACCA *et alii*, 1992b); ne segue che la sua prima strutturazione in catena è da attribuirsi ad un evento successivo a quello del Messiniano inferiore e che, quindi, l'attivazione fuori sequenza del fronte del Gran Sasso è ancora successiva a questo.

Un ulteriore vincolo cronologico all'attività del fronte del Gran Sasso è fornito dall'età dei *Conglomerati di M. Coppe*, il cui inizio di sedimentazione, che avviene in discordanza su unità già deformate, è stato riferito dubitativamente al Messiniano (GHISSETTI & VEZZANI, 1990). Tuttavia, gli autori non forniscono mai un riferimento cronologico certo di tali conglomerati che, invece, viene fornito per la successione arenaceo-pelitica a cui questi passano in continuità di sedimentazione. Nell'area di M. Paradiso, questa successione arenaceo-pelitica viene attribuita, in modo ancora incerto, ad un generico Messiniano, mentre viene fornito un riferimento certo per un'età infrapliocenica (zona a *Sphaeroidinellopsis*), nel settore di M. Coppe, e per la parte alta del Pliocene inferiore (zone a *G. margaritae* e a *G. puncticulata*), nel settore di Colle dei Cavatori (GHISSETTI *et alii*, 1993).

Il bacino sedimentario che ha ospitato la deposizione dei *Conglomerati di M. Coppe* e della successione arenaceo-pelitica soprastante, è, a nostro avviso, riconducibile a un bacino trasportato dalle coltri appenniniche in via di strutturazione, pertanto legato alla prima fase di coinvolgimento del settore nel dominio di catena.

Il modello cinematico proposto in questo lavoro per il settore del Gran Sasso si discosta leggermente da quanto riportato in GHISSETTI & VEZZANI (1990) e GHISSETTI *et alii* (1993), in quanto riteniamo che il momento della formazione del fronte EW del Gran Sasso sia da collocare al tetto del Pliocene inferiore. Tale conclusione è scaturita dalla considerazione che il settore laziale-abruzzese, a cui il Gran Sasso è legato se non altro per questioni di correlazioni stratigrafiche tra le due sequenze pre-orogene, è stato dominio di avanfossa non solo durante il Messiniano inferiore, ma, avendo registrato anche l'evento a gessi (CASTORINA *et alii*, 1994), è stato sede di avanfossa fino al Messiniano superiore, come il settore della Laga su cui è sovrascorso. A livello di similitudini, c'è da segnalare, inoltre, la presenza nel settore laziale-abruzzese di depositi conglomeratici, simili ai *Conglomerati di M. Coppe*, discordanti su un substrato deformato, attribuibili a bacini trasportati durante l'evento Messiniano "lago-mare" - Pliocene inferiore (Le Vicenne, COLACICCHI *et alii*, 1967; M. Mezzana, PRATURLON, 1980).

Per quanto detto in precedenza, la prima strutturazione in catena del settore Gran Sasso deve essere legata ad una fase successiva a quella che ha provocato

la formazione del bacino di avanfossa della Laga - Valle del Salto - Tagliacozzo - Marsica (Messiniano inferiore) e l'attivazione fuori sequenza del fronte del Gran Sasso, a sua volta, deve necessariamente essere stata provocata da una fase ancora più tardiva. Si ritiene, dunque, che il primo coinvolgimento in catena di questo settore sia da attribuire all'evento Messiniano "lago mare" - Pliocene inferiore, momento in cui è stato strutturato in catena tutto il dominio laziale-abruzzese, e che la deposizione dei *Conglomerati di M. Coppe* sia avvenuta in un bacino trasportato, attivo durante questo evento tettonico e quindi coevo con quelli di Le Vicenne e M. Mezzana. Sulla base di queste considerazioni, la formazione del *thrust* fuori sequenza è da riferirsi, quindi, all'evento tettonico verificatosi al tetto del Pliocene inferiore, evento che ha portato al coinvolgimento in catena delle unità più esterne (Maiella).

Per concludere, c'è da ricordare, inoltre, che queste strutturazioni fuori sequenza sono state accompagnate da fenomeni di rotazione delle unità strutturali più superficiali coinvolte nella deformazione, come evidenziato dalle analisi paleomagnetiche condotte nei due settori (GHISSETTI *et alii*, 1992; MATTEI *et alii*, 1992).

## BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI A.U., BERGOMI C., CATENACCI V., CENTAMORE E., CESTARI G., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., MANGANELLI V., MOLINARI-PAGANELLI V., PANSERI-CRESCENZI C., SALVATI L. & TILIA-ZUCCARI A. (1975) - *Note illustrative del Foglio 389 Anagni*. Carta Geologica d'Italia, Sc. 1:50,000; Servizio Geologico d'Italia.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R., MATTEI M., GIROTTI O., MAIORANI A., PREITE MARTINEZ M., TRUDU C. & TURI B. (1991) - *Structural and geochemical features of the Sabina Strike-slip fault (Central Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 217-230.
- AMBROSETTI P. & BASILICI G. (1994) - *Itinerario n° 15 - Da Perugia a Terni lungo la valle del Tevere e del Naja*. In: Guide Geologiche Regionali (a cura della Società Geologica Italiana), Appennino umbro-marchigiano, 7, 275-287, BE-MA editrice, Milano.
- 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.
- BASILICI G. (1992) - *Il bacino continentale tiberino (Plio-Pleistocene, Umbria): analisi sedimentologica e stratigrafica*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, V ciclo. Università degli Studi di Bologna, 323 pp.
- BIGI G., CASTELLARIN A., CATALANO R., COLI M., COSENTINO D., DAL PIAZ G.V., LENTINI F., PAROTTO M., PATACCA E., PRATURLON A., SALVINI F., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1989) - *Synthetic structural-kinematic map of Italy*. C.N.R. - Progetto Finalizzato Geodinamica, scale 1:2,000,000.
- 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*. Giornale di Geologia, **48** (1/2), 227-233.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **77**, 3-14.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1982) - *Contributo alle conoscenze strutturali dell'Appennino umbro-marchigiano: la tettonica polifasata*. Studi Geologici Camerti, **7**, 7-15.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1993) - *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1992/1, 17-25.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M. & ROMANO A. (1979a) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 7) il bacino di Camerino*. Studi Geologici Camerti, **5**, 67-82.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M. & ROMANO A. (1979b) - *Ricerche stratigrafiche sui sedimenti miocenici del bacino di Camerino (Marche centro-meridionali)*. Studi Geologici Camerti, **5**, 89-110.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENTO S. (1987) - *Analisi strutturale della "linea Ancona-Anzio Auctorium" tra Cittareale e Micigliano (Rieti)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 365-375.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1984) - *Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati del sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., **24** (1982), 243-260.
- CASTORINA F., CIPOLLARI P., COSENTINO D., DI BIASIO E., NASO G. & TALLINI M. (1994) - *Testimonianza dell'evento a gessi nei depositi di avanfossa della Val Roveto (Appennino centrale): considerazioni sull'estensione spazio-temporale dell'avanfossa messiniana*. 77° Congresso Nazionale Soc. Geol. It.: "Geologia delle aree d'avampaese", Bari 23 settembre-1 ottobre 1994, Riassunti, 107-109.
- CAVINATO G.P., COSENTINO D., FUNICIELLO R., PAROTTO M., SALVINI F. & TOZZI M. (1994) - *Constraints and new problems for a geodynamical model of the Central Italy (CROP 11 Civitavecchia-Vasto deep seismic line)*. 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 di Ricerca in Scienze della Terra, VII ciclo, Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - *La linea Olevano - Antrodoto: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geol. 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. (1994a) - *Miocene tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the central Apennines (Italy)*. RCMNS Interim Colloquium "Neogene Basin Evolution and Tectonics of the Mediterranean Area", Rabat, April 7-8, 1994, Abstracts, 28-29.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1994b) - *Caratteri stratigrafico-strutturali dei bacini di piggy-back tardo miocenici dell'Italia centrale*. Soc. Geol. It., 77° Congresso Nazionale Soc. Geol. It.: "Geologia delle aree d'avampaese", Bari 23 settembre-1 ottobre 1994, Riassunti, 87-88.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (presente volume) - *Il sistema Tirreno-Appennino: segmentazione litosferica e propagazione del fronte compressivo*. Studi Geol. Camerti, presente volume.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PERILLI N. (1993) - *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olevano - Antrodoto*. Geologica Romana, **29**, 495-513.
- COLACICCHI R., DEVOTO G. & PRATURLON A. (1967) - *Depositi messiniani oligoalini al bordo orientale del Fucino e descrizione di Tyrrhenocythere ruggieri DEVOTO, nuova specie di ostracode*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 21-37.
- 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. & GIOIA C. (1992) - *Sistema di retroscorrimenti nella Marsica orientale (Abruzzo, Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), 591-603.
- CORRADO S., MICCADEI E., PAROTTO M. & SALVINI F. (1994) - *La Montagna Grande è una finestra tettonica? Nuovi dati geometrici, cinematici, paleogeotermometrici*. In: "Geologia delle aree d'avampaese" - 77° Congresso Nazionale Soc. Geol. It.: "Geologia delle aree d'avampaese", Bari 23 settembre-1 ottobre 1994, Riassunti, 72-73.
- COSENTINO D. (1988) - *Nuovi dati sull'assetto stratigrafico-strutturale dell'area di Roccajovine (Monti Lucrettili)*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), 407-416.

- COSENTINO D. & MONTONE P. (1991) - *Tectonics in the tiburtino-lucretile sector of the Central Apennine (Latium, Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 707-716.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1988) - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare*. Geologica Romana, **25** (1986), 73-90.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1989) - *Sabine thrust belt (Central Apennine, Italy)*. 28th IGC Abstracts, Washington D. C., 1-331.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1992) - *La struttura a falde della sabina (Appennino centrale)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/2, 381-387.
- COSENTINO D., MICCADEI E. & PAROTTO M. (1993) - *Assetto geologico-strutturale dei Monti di Fara in Sabina (Lazio, Appennino centrale)*. Geologica Romana, **29**, 537-545.
- COSTA E., DI GIULIO A., NEGRI A. & PLESI G. (1991) - *CROP 03. Settore compreso tra Castiglion Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrografici e strutturali*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1991/1), 217-234.
- DAMIANI A.V. & TUSCANO F. (1991) - *Panoramica sulla sedimentazione silico-clastica in facies umbra e i suoi rapporti con le unità ad affinità toscana*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1991/1), 251-260.
- DECANDIA & GIANNINI (1977) - *Studi geologici nell'Appennino umbromarchigiano. 1-Evidenze di due fasi tettoniche terziarie a SE di Spoleto (Prov. di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 713-722.
- ENDIGNOUX L., MORETTI I. & ROURE F. (1989) - *Forward modelling of the southern Apennine*. Tectonics, **8**, 1095-1104.
- FORNACIARI E. & RIO D. (in stampa) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropal. (in stampa).
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1990) - *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della Catena del Gran Sasso (Appennino centrale)*. In: M. BOCCALETTI, G. DEIANA & G. PAPANI (Eds.), *Atti del Convegno "Neogene Thrust Tectonics - Esempi da Alpi meridionali, Appennino e Sicilia"*, (Parma, 8-9 giugno 1990), Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1990, 37-50.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the central Apennines: northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain (Italy)*. Tectonics, **10**, 904-919.
- GHISETTI F., VEZZANI L. & FOLLADOR U. (1993) - *Transpressioni destre nelle zone esterne dell'Appennino centrale*. Geologica Romana, **29**, 73-95.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., LANZA R. & VEZZANI L. (1992) - *La zona di taglio Rigopiano - Bussi - Rivisondoli: svincolo transpressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/2, 215-220.
- KELLER J. V. A., MINELLI G. & PIALI G. (1994) - *Anatomy of late orogenic extension: the Northern Apennines case*. Tectonophysics, **238**, 275-294.
- 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.
- MONTONE P. & SALVINI F. (1993) - *Geologia strutturale dei rilievi tra Colle di Monte Bove (Carsoli) e Tagliacozzo (Abruzzo)*. Geologica Romana, **29**, 15-29.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Structural Model of Italy. Maps and explanatory notes*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **90**, 1-502.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation* (BUKRY, 1973; 1975). Mar. Micropal., **5**(3), 5-321.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- 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.
- PRATURLON A. (1980) - *Le cadre géologique général de l'Italie. Sa place dans le cadre européen et méditerranéen*. In: 26° Congr. Géol. Inter. - Introduction à la géologie générale d'Italie et guide à l'excursion 122A, 3-14.
- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROURE F. (1991) - *Cross section balancing in the Central Apennines: an application of LOCACE*. A.A.P.G. Bulletin, **75**, 832-844.
- SALVINI F. (1992) - *Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizzazione ed esempi da dati strutturali in Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/2, 237-247.
- SALVINI F. & TOZZI M. (1988) - *Evoluzione tettonica recente al margine tirrenico dell'Appennino centrale in base a dati strutturali: implicazioni per l'evoluzione del Mar Tirreno*. Mem. Soc. Geol. It., **36** (1986), 233-241.
- TALLINI M. (1994) - *Deformazioni compressive e distensive nelle unità di tetto dei fronti della Valle Latina e della Val Roveto: Analisi geometrica, cinematica ed interpretazione strutturale*. (Tesi di Dottorato di Ricerca) Università degli Studi di Perugia.
- 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.

