

LA SEZIONE GEOLOGICA CINGOLI - M.MAGGIO - TEVERE
NELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO: ANALISI CINEMATICA E STRUTTURALE(+)

RIASSUNTO

Viene descritta una sezione geologica bilanciata a direzione NE-SW, che attraversa un settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano per una lunghezza di circa 90 km, tra la Valle del F. Tevere e Cingoli. Questo allineamento separa due settori dell'Appennino umbro-marchigiano dove si ha rotazione delle direzioni degli assi delle strutture da N 130° a N 160°, per l'interferenza con faglie trascorrenti a direzione N-S.

Nella parte più occidentale della sezione, nel preappennino umbro, affiorano terreni torbiditici della Formazione Marnoso-Arenacea del Miocene inf-medio. Qui lo stile strutturale è caratterizzato da una tettonica di copertura con pieghe e fronti di accavallamento vergenti a NE, iniziata nel Serravalliano che ha utilizzato come livelli di scollamento le marne pretorbiditiche, realizzando un raccorciamento del 38%. Queste strutture superficiali, a loro volta, sono coinvolte in deformazioni compressive del Tortoniano medio, che realizzano un raccorciamento del 21%, originate da piani di scollamento più profondi. Tutti questi elementi strutturali compressivi vengono tagliati da faglie dirette collegate ad una fase tettonica estensionale del Pleistocene che ha formato le depressioni della Valle del Tevere e della Valle di Gubbio, colmate da sedimenti in facies continentale. L'entità della distensione in questo settore è del 7%, corrispondente a circa 4 km. L'Appennino umbro-marchigiano vero e proprio, nel quale affiora la successione calcarea e calcareo-marnosa cenozoica, è costituito da due anticlinali asimmetriche vergenti a NE e separate da una stretta sinclinale parzialmente rovesciata. In questa zona i maggiori fronti compressivi del Tortoniano sup./Messiniano, sono interessati da una certa componente trascorrente a direzione N-S. Il raccorciamento di queste strutture raggiunge il 37%. Il pedeappennino marchigiano interno è caratterizzato dai bacini torbiditici del Miocene sup. coinvolti in una deformazione compressiva sinsesimentaria. L'Appennino Marchigiano all'altezza della dorsale del M.S. Vicino, è caratterizzato da un complesso assetto struttura giurassico. E' costituito da un'ampia anticlinale asimmetrica vergente a NE con il fianco occidentale coinvolto in un esteso retroscorrimento, la zona assiale ribassata da un graben delimitato da faglie dirette e trascorrenti, mentre il fianco orientale è interessato da una serie di sovrascorrimenti ciechi, con un raccorciamento complessivo di circa il 30%. La struttura di Cingoli più esterna è costituita da una anticlinale che sovrascorre a NE su terreni pliocenici con un raccorciamento complessivo del 43%. La parte settentrionale è tagliata da una faglia trascorrente sinistra a direzione E-O mentre il settore meridionale è interessato da una faglia trascorrente destra orientata N-S.

Il raccorciamento complessivo lungo tutta la sezione è del 36% corrispondente a circa 33 km e si è sviluppato dal Langhiano al Pliocene ad una velocità media di circa 3-5 mm/y.

ABSTRACT

A 90 km long, NE-SW balanced geological cross section through the Umbria-Marche Apennines from the Tiber Valley to the Cingoli area is described. This alignment divides the Apenninic chain in two domains, where the structures rotate from N 135° to N 160°, due to the presence of strike-slip faults with a N-S trend. The western part of the section is localized in the Umbria Preappennines where mainly outcrops a torbiditic succession of the Marnoso-Arenacea Formation of the Lower-Middle Miocene age. The structural style of this area is characterized by thin-skin tectonics with superficial folds and thrusts of the Serravallian age, with detachment levels in the pretorbiditic marls. The orogenic contraction reaches 38%, while in the underlying carbonate pelagic succession the total shortening, is of 21%. This area is also affected by an extensional tectonic phase that produces intramontan basins filled with continental sediments of the Pleistocene age. The total amount of extension is about 7%, corresponding to about 4 km. In the Umbro-Marchean Apennines the structural style is represented by a NE vergent fold-and-thrust-belt developed in the Upper Tortonian/Messinian time. It is constituted by two main asymmetric anticlines, separated by a narrow syncline partially overturned and transected by thrusts with significant N-S strike-slip components. The shortening of these structures reaches 37%.

The Marchean Pedeappennine is characterized by small turbiditic basins of the Upper Tortonian - Messinian age, which display several sedimentary tectonic deformations. In the more external Marche Apenninic chain the M.S. Vicino area presents a complex Jurassic tectonic framework. This structure is constituted by a wide anticline with the western limb involved in the back-thrust. The hinge zone is cut by low angle normal faults dipping SW and by strike-slip N-S faults that form a central graben. The eastern limb of the anticline is affected by splay thrusts of the main deep blind decollement of the Lower Pliocene age. The total shortening rise in this part at the 30%. The Cingoli anticline in the external Marchean Pedeappennine is a regular rootless anticline overthrusting Pliocene molassic sediments. The northern part of the anticline is cut by a sinistral E-W strike-slip fault, while in the southern part a N-S strike-slip fault rotates the axis of the anticline. The shortening realized by a blind thrust of Pliocene age joins the 43%.

The total amount of shortening along the section is of 36%, corresponding to about 33 km, developed from the Langhian to the Pliocene at the rate of about 3-5 mm/y.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra Università di Perugia
(+) Lavoro eseguito con fondi M.U.R.S.T. 40% e 60% responsabile Prof. G. Piali.

PAROLE CHIAVE: Appennino umbro-marchigiano, Sezione geologica bilanciata, Tettonica superficiale.

KEY WORDS: Umbro-Marchean Apennines; Balanced cross-section; Thin-skinned tectonics.

1. INTRODUZIONE

L'Appennino umbro-marchigiano è stato oggetto negli ultimi decenni di numerosissimi studi di carattere stratigrafico e strutturale riguardanti le diverse fasi tettoniche e sedimentarie che hanno interessato questa catena a partire dal Mesozoico (per una bibliografia più esauriente e di dettaglio vedi: KOOPMAN, 1983; CENTAMORE & DELANA, 1986; BALLY *et al.*, 1986; COOPER, 1988; LAVECCHIA *et al.*, 1989; CRESTA *et al.*, 1989; GIOVAGNOTTI, 1990; DE FEYTER *et al.*, 1991; MENICHETTI, 1991).

La sua copertura sedimentaria si è deposta in un margine continentale passivo che, a partire dal Trias, con una progressiva subsidenza, ha sviluppato prima una successione di rocce evaporitiche a cui fa seguito verso l'alto, nel Lias inf., una facies carbonatica di acqua bassa. A partire dal Lias medio, il bacino umbro-marchigiano è articolato in zone rialzate dove si hanno facies carbonatiche nodulari e massive e zone depresse dove si depositano facies carbonatiche e/o marnose stratificate (CRESTA *et al.*, 1988; COLACICCHI *et al.*, 1988). Questa situazione ambientale permane per tutto il Giurassico, dopo di che si hanno sedimenti calcarei e marnosi più marcatamente pelagici che si depositano fino all'Oligocene. Da questo momento la facies cambia, diventando quella di un'avanfossa vera e propria con sedimentazione di peliti pretorbiditiche, a cui fanno seguito potenti torbide arenacee.

A partire dal Miocene sup., si depositano, in strette fosse, sedimenti di facies di conoide (RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; CENTAMORE *et al.*, 1978). Il ciclo sedimentario marino termina nell'Umbria orientale nel Tortonian medio mentre raggiunge il Pliocene sup. nelle Marche esterne.

La sedimentazione di tutta la successione stratigrafica umbro-marchigiano ha un rapporto diretto con gli eventi tettonici che ne hanno influenzato la distribuzione verticale ed orizzontale delle facies sia nel tempo che nello spazio.

Una prima fase tettonica estensionale ha agito dal Trias fino al Cretaceo sup. e ha contribuito non solo alla formazione del bacino sedimentario, ma anche a differenziare le facies al suo interno. Dalla fine del Cretaceo sup., una fase tettonica compressiva è innescata dalla collisione del blocco Sardo-Corso con il margine occidentale della placca adriatica (BOCCALETTI *et al.*, 1971). Si realizzava così nella zona toscana interna, una catena con relativa avanfossa torbiditica. Questo sistema orogenetico migrava nel tempo e nello spazio verso NE raccorciando ed inglobando progressivamente nella deformazione la copertura sedimentaria dell'avampaese adriatico, raggiungendo l'area umbro-marchigiana nel Miocene inf. La distribuzione delle facies torbiditiche, è strettamente legata alla progressione dei fronti di accavallamento che hanno inte-

ressato, dalle zone più interne verso quelle più esterne, l'orogeno in formazione, coinvolgendo livelli stratigrafici sempre più superficiali.

In questo quadro l'Appennino umbro-marchigiano costituisce un avampaese con la copertura sedimentaria deformata disarmonicamente rispetto al basamento, con uno stile tettonico superficiale con pieghe e fronti di accavallamento disposti a formare un arco vergente a NE. Questa fase tettonica compressiva sembra essere tutt'ora attiva nell'area marchigiano-adriatica, come evidenziato dai meccanismi focali relativi all'attività sismica in corso (GASPARINI *et al.*, 1985; GASPARINI *et al.*, 1988).

A partire dal Pliocene sup., l'area umbra è interessata da una successiva fase tettonica distensiva che agisce in maniera più o meno coassiale rispetto alle precedenti strutture compressive. Essa realizza una serie di depressioni bordate da faglie dirette e colmate da sedimenti con facies continentali.

Questa fase estensionale sembra essere tutt'ora in atto nell'Umbria, come indicano i meccanismi focali degli eventi sismici che hanno interessato l'area negli ultimi anni (MENICHETTI & MINELLI, 1991).

Una delle caratteristiche più interessanti e allo stesso tempo più controverse della catena umbro-marchigiana è la contemporaneità delle deformazioni: distensive nel versante umbro, compressive in quello adriatico. Questa problematica è comune a molti altri orogeni, come le Alpi stesse e una sintesi che voglia essere in qualche modo esauriente, dalla quale possa derivare un modello cinematico e dinamico, deve spiegare come possano persistere sulla stessa catena campi deformativi così diversi.

2. STILE STRUTTURALE

2.1. Introduzione

La sezione costruita sintetizza i dati relativi agli scenari geologici tipici che contraddistinguono lo stile strutturale del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano. Essi derivano in gran parte da rilevamenti originali e da interpretazione della bibliografia e cartografia esistente (MENICHETTI, 1991).

Il settore appenninico considerato è compreso tra la Colata del Montefeltro a NO, la valle del F. Chienti a SE, è delimitato dalla Valle del F. Tevere a SO, e dal Mare Adriatico a NE (Fig.1).

I domini fisiografici e strutturali maggiori individuabili sono (Fig.1):

- Preappennino umbro
- Appennino umbro-marchigiano
- Pedappennino marchigiano interno
- Appennino marchigiano
- Pedappennino marchigiano esterno
- Mare Adriatico.

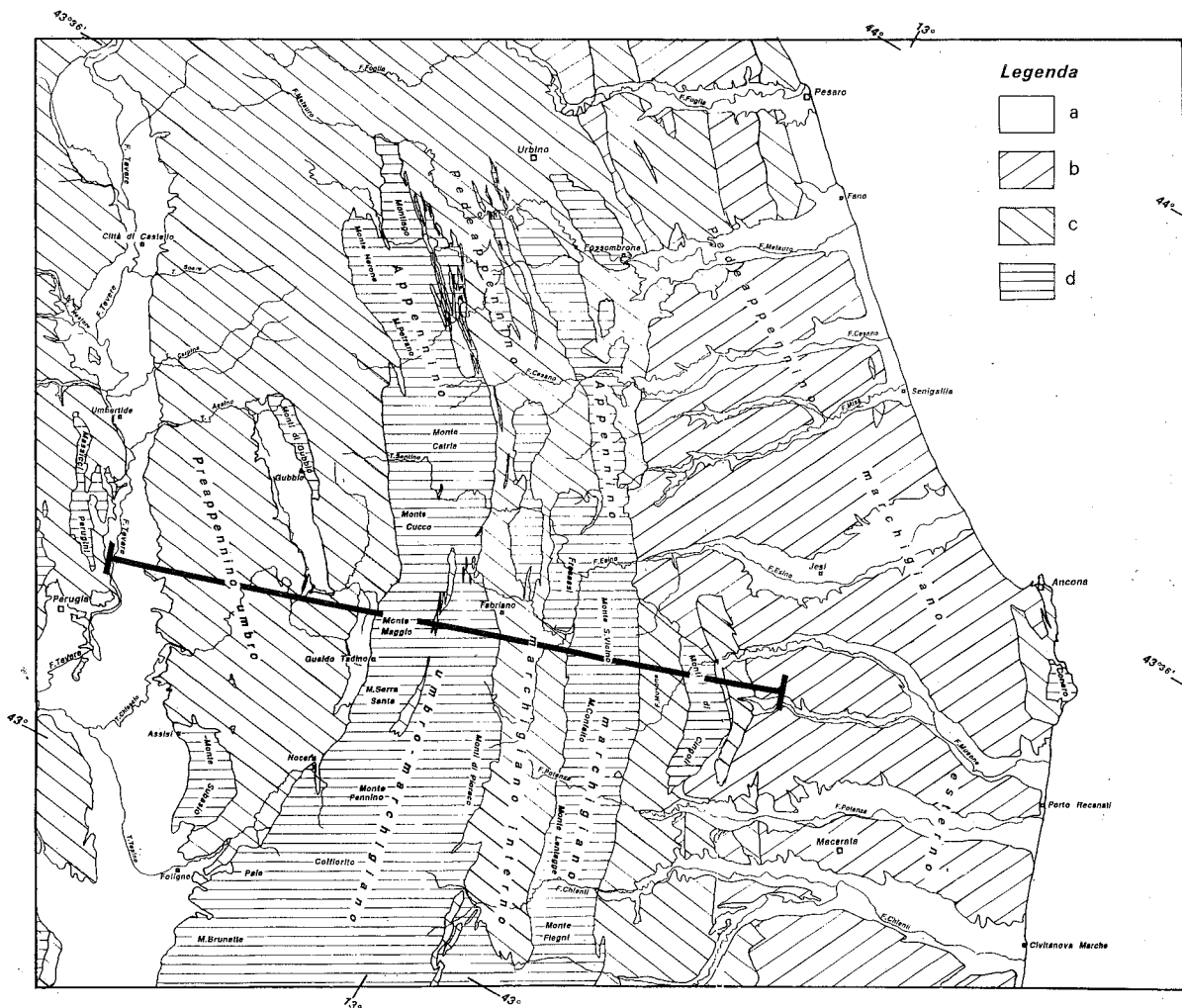


Fig. 1 - Domini strutturali del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano. Legenda: a - coperture detritiche quaternarie; b - Formazioni terrigene del Pliocene; c - Formazioni torbiditiche del Miocene; d - Successione calcarea-marnosa e calcarea umbro-marchigiana dal Giurassico all'Oligocene.

Il Preappennino umbro è caratterizzato dall'affioramento fino alla dorsale calcarea dei terreni torbiditici della Formazione Marnoso-arenacea suddivisi in diverse unità tettoniche (DAMIANI *et al.*, 1983; MENICETTI & PIALI, 1986; DE FEYTER *et al.*, 1990) delimitate da fronti di accavallamento.

In questa area emergono due anticlinali, quella di Gubbio a settentrione e quella del M. Subasio, nella parte meridionale. Entrambe le strutture sono bordate nel loro fianco sud-occidentale da faglie dirette con un rigetto dell'ordine del migliaio di metri, che hanno dato luogo alla formazione del graben della valle Umbra e della conca di Gubbio, ambedue colmati con sedimenti del Pleistocene (AMBROSETTI *et al.*, 1978; ESU & GIROTTI, 1991).

La catena appenninica vera e propria è rappresentata dalla "ruga interna" (SCARSELLA, 1952) che costituisce la dorsale umbro-marchigiana realizzata da una serie di anticlinali asimmetriche disposte *en echelon destrale* che dal M. Nerone - M. Catria attraverso il M. Cucco e il M. Maggio-M. Serrasantà raggiungono l'ultima anticlinale interna di questo settore costituita dal M. Serano nella zona ad Est di Foligno. In questa area le strutture plicative hanno assi orientati N 135°

a Nord dell'allineamento M. Maggio-Cingoli, mentre a Sud assumono un orientazione N 160° (LAVECCHIA *et al.*, 1989). Questa serie di anticlinali è bordata nel suo fianco interno da un piano di accavallamento che è possibile seguire sul terreno per molti chilometri e che porta i terreni torbiditici della Marnoso-arenacea ad accavallarsi sulla dorsale calcarea (DE FEYTER *et al.*, 1990).

Procedendo verso NE le anticlinali calcaree sovrascorrono sui terreni del Miocene sup. del pedeappennino marchigiano interno. Quest'ultimo è articolato in bacini minori tutti di età compresa tra il Serravalliano sup. e il Messiniano, il maggiore dei quali è quello meridionale di Matelica - Camerino (CENTAMORE *et al.*, 1978). Al suo interno affiorano dorsali con terreni calcarei, soprattutto in corrispondenza degli elementi trasversivi N-S più significativi (Anticlinale di Acquafagna, M. Rotondo, Sassoferrato).

La dorsale calcarea più esterna costituisce l'Appennino marchigiano che dal M. Paganuccio - Gola del Furlo, Arcevia, M. S. Vicino, raggiunge con continuità la catena dei Monti Sibillini. Essa è strutturata in una serie di anticlinali con assi allineati in direzione NO-SE, i cui fianchi orientali passano al pedeappennino

nino marchigiano esterno senza dislocazioni significative. Infatti tutto il fianco nord-orientale della struttura immerge regolarmente nei terreni plio-pleistocenici almeno dalla Gola del Furlo fino a S. Severino Marche.

Il pedeappennino marchigiano esterno che raggiunge il Mare Adriatico è caratterizzato da una sedimentazione plio-pleistocenica trasgressiva su tutta la sequenza miocenica (CANTALAMESSA *et al.*, 1986). In questa zona emergono alcune strutture calcaree, come quella dei monti della Cesana a NE, dei M. di Cingoli nella zona meridionale e del M. Conero verso l'esterno. Strutture anticlinali minori che coinvolgono i terreni pliocenici sono presenti a Nord nella zona di Urbino e Pesaro, verso l'esterno a Mondolfo Polverigi e più a sud al M. dell'Ascensione e alla Montagna dei Fiori nei pressi di Ascoli Piceno (CENTAMORE & DEIANA, 1986).

La parte più orientale del pedeappennino marchigiano esterno è costituita dall'*off-shore* adriatico per il quale sono disponibili dati tettonici e stratigrafici derivati dall'intensa attività esplorativa per la ricerca di idrocarburi (ORI *et al.*, 1986; BALLY *et al.*, 1986). In questa area l'assetto strutturale ricalca quello della dorsale emersa, con pieghe asimmetriche che sovrascorrono verso NE con rigetti molto limitati, ma che coinvolgono anche terreni pleistocenici (ORI *et al.*, 1986).

2.2. Il Preappennino umbro

Il preappennino umbro costituisce la parte più interna del dominio strutturale umbro-marchigiano ed è ubicato in sinistra della Valle del Tevere. Esso è più esterno del fronte compressivo con cui i Massicci Mesozoici di Perugia si accavallano sulle unità più interne della Marnoso-arenacea (MINELLI & MENICETTI, 1991). Lo stile deformativo ha un carattere tipicamente epidermico ed è caratterizzato da strutture plicative e da piani di sovrascorrimento ubicati nelle marne dello Schlier e/o all'interno livelli incompetenti delle sequenze marnoso-arenacee (Fig.2).

Su di esso sono tuttavia sovrimpresse le deformazioni compressive, anch'esse a pieghe e sovrascorrimenti, del sottostante *multilayer* mesozoico che hanno utilizzato livelli di scollamento più profondi. Nel suo insieme, pertanto, lo stile deformativo dell'area rimane di copertura; esso si è originato in stadi successivi che vanno dal Langhiano al Messiniano (MENICETTI & PIALLI, 1986; DE FEYTER *et al.*, 1991).

La successiva fase tensionale è ben documentata in questa zona da numerose faglie dirette tra le quali quella più orientale ha dato luogo alla formazione della valle di Gubbio riempita dai sedimenti con facies continentali lacustri e detritiche.

Procedendo da Ovest verso Est, nel preappennino umbro, sulla base dell'analisi strutturale e stratigrafica delle diverse facies terrigene è possibile riconoscere i seguenti elementi tettonici all'interno della Formazione Marnoso-arenacea (da qui in avanti abbreviata in

MA) (PIALLI, 1966; DAMIANI *et al.*, 1983; MENICETTI & PIALLI, 1986; DE FEYTER *et al.*, 1990; MENICETTI, 1991):

a) Sovrascorrimento di Piccione - S. Giovanni che porta l'Unità della MA del M. Nero ad accavallarsi sull'Unità del M. delle Portole/M.Salaiole (punto 1 della sezione geologica). Questo piano di accavallamento, orientato NO-SE, è osservabile sul terreno in numerosi punti, contraddistinto da piani di taglio a basso angolo, immergenti a SO e associati a pieghe con asse orientato in direzione NO-SE e piano assiale immergente a SO (Fig. 2). In alcune zone il sovrascorrimento è tagliato da faglie trascorrenti destre a direzione N-S che lo dislocano di alcune decine di metri. Nella zona orientale del M. Subasio questo sovrascorrimento raggiunge il livello dello Schlier dove corre con andamento pressoché parallelo alla stratificazione. Il raccorciamento complessivo raggiunge il chilometro. A SE della sezione a circa 10 km è presente una struttura anticlinale con nucleo in Scaglia Rosata situata all'altezza di Valfabbrica (Fig.2). Si tratta di una piega con asse orientato NO-SE e bordata a SO e a NE da faglie dirette con un rigetto di alcune centinaia di metri (punto 2 della sezione geologica). All'interno dell'anticlinale si possono riconoscere alcune strutture compressive chiaramente dislocate da faglie dirette, alcune delle quali hanno un andamento a basso angolo rispetto alla stratificazione.

b) Sovrascorrimento di Moltelovesco - Colpalombo che mette a contatto l'Unità di MA del M. delle Portole con quella di Pietralunga (punto 4 della sezione geologica). Rappresenta una delle strutture compressive più importanti che coinvolge terreni del Miocene, della riva umbra del F. Tevere ed è databile al Tortonian inf. (Fig.2).

In molti punti il tetto del piano di sovrascorrimento coincide con l'area di affioramento degli olistostromi che caratterizzano questa unità della MA.

Nella zona di Colpalombo e Casa Castalda lungo la valle del Chiascio (vedi la sezione geologica) il tetto del sovrascorrimento è evidenziato da una serie di strati rovesci che si accavallano su di una sinclinale molto stretta costituita quasi interamente da terreni dell'olistostroma basale. È possibile che parte delle peliti di questi terreni alloctoni costituiscano il piano di propagazione preferenziale dell'accavallamento principale.

Il raccorciamento di questo sovrascorrimento (punto 4 della sezione geologica) a livello della successione mesozoica è di circa 1.5 km. Questo piano si raccorda nella serie torbiditica, più in superficie con un livello di scollamento ubicato nelle marne dello Schlier che presenta un rigetto complessivo di 2.5 km.

c) Sovrascorrimento di Padule - Grello che porta l'Unità della MA di Pietralunga ad accavallarsi sulla MA della struttura di Gubbio appartenente all'Unità di Borgo Pace (punto 5 della sezione geologica). Il piano di sovrascorrimento è marcato sul terreno da una serie di zone di taglio a basso angolo immergenti a SO, pressoché paralleli alla stratificazione, con strie che indicano movimento inverso, associati a pieghe a *kink*

clinazione, quando la stratificazione è riconoscibile, maggiore di quest'ultima. La formazione di questo elemento strutturale sembra essere dovuta allo sviluppo di un sovrascorrimento più profondo legato alla nascita della anticlinale più interna della catena appenninica umbro-marchigiana nel Tortoniano medio-sup. (DE FEYTER *et al.*, 1990).

2.3. L'Appennino umbro-marchigiano

Questa parte della dorsale appenninica è rappresentata da due grandi anticlinali, quella del M. Maggio - M. Nero, e quella del M. Puro - Fiuminata (Fig. 2). Esse sono separate da una stretta sinclinale intermedia il cui fianco occidentale è parzialmente rovesciato.

L'anticlinale più interna è vicariante a NO con la struttura del M. Cucco e a SE con quella del M. Burano - M. Pale, mentre quella più esterna ha una notevole continuità a SE fino al M. Pennino.

Dal punto di vista stratigrafico queste strutture sono costituite dalla classica successione umbro-marchigiana che va dal Giurassico all'Oligocene. Per quanto concerne la distribuzione delle facies Giurassiche e i rapporti con il Calcare Massiccio, esse evidenziano una scarpata con faglie dirette (punto b della sezione) nel versante SO del M. Maggio. Questo è ben evidente anche nella Gola della Rocchetta dove sono presenti anche numerosi filoni sedimentari. Queste faglie legate alla fase tettonica estensionale giurassica non sembrano essere riattivate dal fronte compressivo del Miocene sup. (punto 7 della sezione). Verso oriente si ha il passaggio, sempre attraverso una scarpata di faglia (punto c della sezione), alle facies giurassiche pelagiche della Corniola, del Rosso Ammonitico e dei Calcari Diasprigni che persistono in affioramento anche nell'anticlinale più esterna.

L'anticlinale del M. Maggio con asse orientato a N145° è marcatamente asimmetrica con il fianco orientale subverticale ed interessato da un fronte di sovrascorrimento subparallelo alla stratificazione che, attraverso una stretta sinclinale, accavalla questa struttura sul fianco interno dell'anticlinale antistante (Fig. 2). La zona di taglio del sovrascorrimento (punto 8 della sezione) presenta una vistosa trascorrenza destra e molte strutture plicative sono ruotate in senso orario di circa 30° fino a divenire subparallele alla zona di taglio orientata N-S (Fig. 2). Dai dati di geologia non è possibile quantizzare l'entità della trascorrenza che comunque in superficie non dovrebbe superare il km. Una componente trascorrente pressoché simile interessa le strutture che tagliano sia la zona assiale che la parte occidentale dell'anticlinale del M. Puro (punto 9 della sezione), la quale presenta una direzione assiale di 150° N.

La parte più esterna di questa anticlinale si accavalla sulla parte SO del pedeappennino marchigiano interno. Il raccorciamento qui è di almeno 2 km e si distribuisce in superficie attraverso una serie di strut-

ture plicative che coinvolgono i termini Cretaceo-Paleocenici della successione stratigrafica umbro-marchigiana.

2.4. Pedeappennino marchigiano interno

Si tratta di una area morfologicamente ribassata rispetto alla catena circostante all'interno della quale sono presenti due bacini torbiditici intrappenninici.

Il più interno noto come bacino di Fabriano-Colamato si estende in direzione NO-SE per circa 10 km, mentre quello più esterno di Camerino-Visso si sviluppa per oltre 30 km. Dal punto di vista stratigrafico sono costituiti da facies torbiditiche, con alimentazioni assiali da NO e trasversali da O. L'età vanno dal Tortoniano medio al Messiniano sup., comprendendo anche la facies evaporitica (CENTAMORE *et al.*, 1978).

Sono interessati da deformazioni compressive, principalmente piani di taglio e da mesostrutture plicative, con livelli di scollamento molto superficiali. I due bacini sono separati da una faglia inversa (punto 10) a direzione NNO-SSE che presenta un raccorciamento di alcune centinaia di metri. Nella parte più esterna dell'area è presente un retroscorrimento legato ad un piano di accavallamento profondo che porta i terreni miocenici su quelli calcarei mesozoici dell'Appennino marchigiano (Fig. 2). Nella costruzione della sezione geologica non si è tenuto conto delle numerose faglie trasversali a direzione NE-SW riportate su molte carte geologiche, in quanto non sono state rilevate sul terreno e non sono presenti nel sottosuolo, come è stato verificato mediante profili sismici a riflessione da COOPER (1988).

2.5. Appennino marchigiano

La sezione geologica attraversa completamente la dorsale del M. S. Vicino che rappresenta una delle strutture maggiori dell'Appennino marchigiano. Essa si raccorda a NO con la struttura del M. Murano-Arcevia e M. Paganuccio-Furlo e a SE della valle del F. Chienti con la catena del M. Sibillini.

La dorsale del M. S. Vicino è costituita dai rilievi maggiori del M. Pietroso, M. Confaito e M. Argentaro nei quali affiorano diffusamente terreni delle diverse facies giurassiche. In particolare sia il versante occidentale che quello orientale sono bordati da faglie dirette giurassiche (punto d della sezione) che circoscrivono l'alto strutturale del M. S. Vicino (MENICETTI, 1991). Sempre dal punto di vista stratigrafico è interessante notare che all'interno della Formazione della Scaglia Rosata del Cretaceo sup. - Paleocene sono presenti torbide calcaree con direzioni di apporto da NE. Tali sedimenti sono invece assenti nella struttura più interna del M. Maggio e del M. Puro. Questo oltre ad implicazioni paleogeografiche, comporta uno inspessimento della successione pelagica di alcune decine di metri.

Dal punto di vista strutturale la dorsale del M. S. Vicino costituisce una anticlinale molto ampia e attraversata da numerose faglie inverse e trascorrenti geneticamente connesse tra loro. Una importante faglia diretta taglia tutte queste strutture compressive (Fig.2).

Il fianco interno coincidente con quello nord-orientale della sinclinale di Albacina è costituito dai terreni della Scaglia, Bisciario e Schlier. Tutta la sinclinale, scendendo verso Sud presenta vistosi retroscorrimenti osservabili sul terreno sia come piani di taglio che mesopieghe a piani assiali suborizzontali con vergenza a SO.

La direzione assiale delle strutture si mantiene N 155°. Questi retroscorrimenti sono stati interpretati come strutture interne ad un piano di accavallamento profondo che corre lungo tutto il fianco della anticlinale e che coinvolge le strutture del Calcarea Massiccio. Nel versante SO del M.S. Vicino e del M. Confaito è presente una scarpata giurassica, ben conservata, tagliata da faglie trascorrenti destre orientate N-S e NE-SE.

La parte sommitale dell'anticlinale è piatta e il fianco NE è tagliato da una faglia trascorrente destra orientata NNO-SSE che ha ribassato di oltre 500 metri la successione giurassica (punto 12 della sezione).

Questa faglia ha un andamento rettilineo osservabile sul terreno per oltre 10 km ed in alcuni casi essa è tagliata da faglie trascorrenti sinistre con direzione E-O.

Nel fianco orientale della struttura del M.S. Vicino è presente una sinclinale in Scaglia, che corre con andamento NO-SE, delimitata a SO dalla faglia trascorrente teste' citata, mentre a NE è bordata da una faglia diretta immergente a SO che ha una inclinazione di appena 35° (punto e della sezione). Questa faglia diretta, che in molti casi mette a contatto Scaglia Rosata Paleocenica su Calcarea Massiccio, taglia completamente tutte le strutture compressive. Essa ha una continuità geometrica di oltre 15 km, partendo praticamente a Nord dalla zona della Gola della Rossa fino alla Valle del F. Potenza a Sud. In molti punti la faglia diretta si trova a ridosso di piani di sovrascorrimento, delimitando blocchi di Calcarea Massiccio di forma prismatica come nella Valle di Castro e nella struttura di Elcito.

Il fianco orientale dell'anticlinale del M. S. Vicino si presenta abbastanza regolare lungo tutta la dorsale. Le Formazioni pelagiche cretacee della Scaglia Bianca e Rosata immergono regolarmente verso NE senza evidenti dislocazioni tettoniche. La Scaglia Variegata, Cinerea e il Bisciario si presentano invece piu' verti-

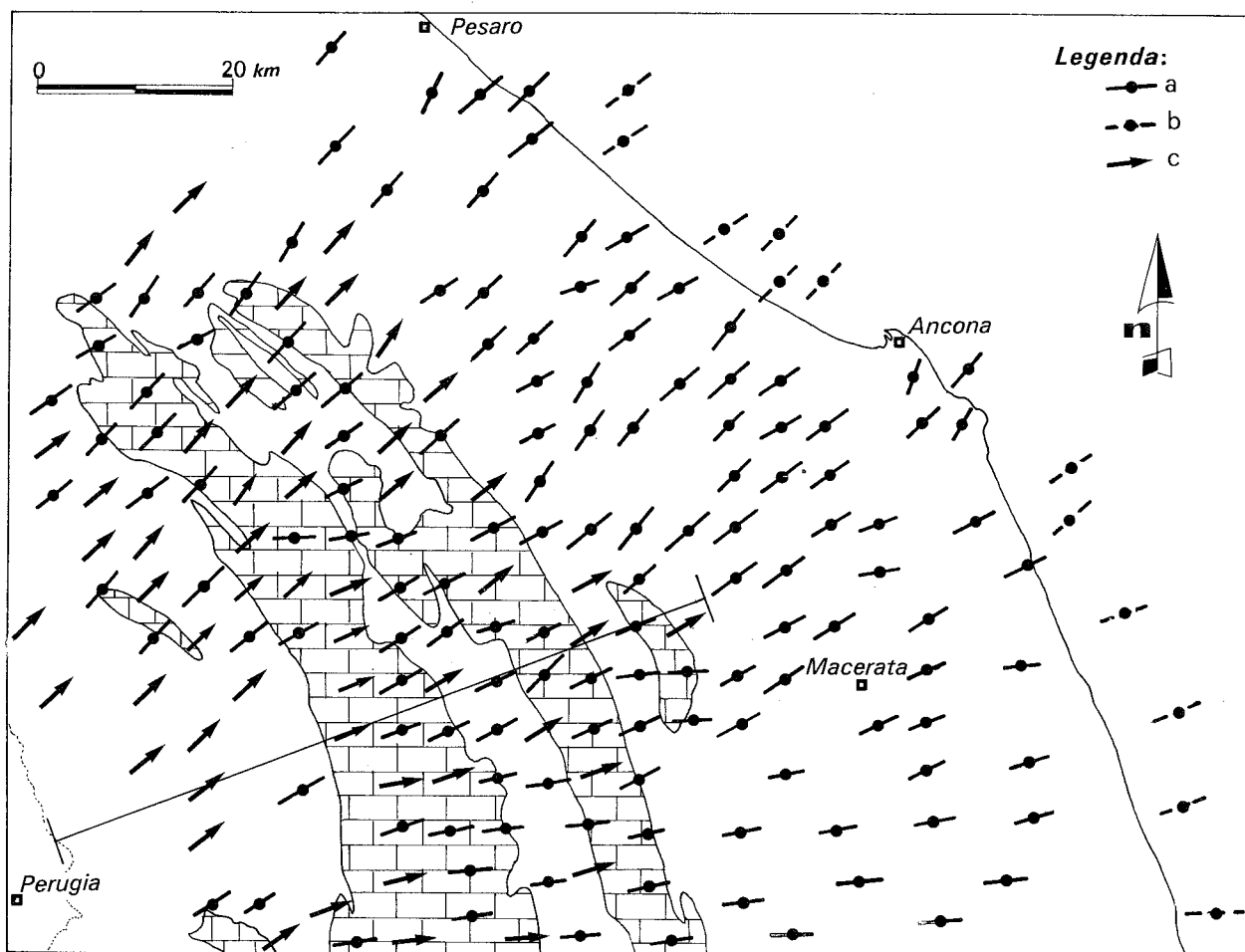


Fig. 3 - Slip-vectors nel settore settentrionale dell'appennino umbro-marchigiano e traccia della sezione geologica. Legenda: a - slip vectors relativi agli assi delle pieghe maggiori; b - slip vectors relativi a strutture plicative sepolte; c - slip vectors relativi alle zone di taglio principali.

calizzati e sono interessati da zone di taglio inverse che intercettano la stratificazione a basso angolo. Esse costituiscono comunque strutture minori legate al piano di sovrascorrimento principale (punto 13 della sezione) situato in profondità e coincidente più a sud con il fronte dei M. Sibillini.

2.6. *Pedeappennino marchigiano esterno*

Dalla struttura del M. S. Vicino si passa al pedeappennino marchigiano esterno caratterizzato dalla presenza della struttura dei Monti di Cingoli. I monti di Cingoli sono costituiti da una anticlinale NE vergente con nucleo affiorante in Calcare Massiccio che emerge dai terreni torbiditici del Miocene sup. e del Plio-pleistocene; i fianchi della piega sono poco inclinati e sono raccordati da una zona di cerniera generalmente piatta. Nella parte interna, sono presenti alcune pieghe minori retrovergenti geneticamente connesse con un piano di taglio che coincide con un livello di scollamento profondo (punto 14 della sezione). La parte centrale ed esterna della anticlinale è tagliata da alcune faglie dirette orientate NO-SE con un rigetto complessivo di poche centinaia di metri. La parte settentrionale della struttura è interessata invece da una faglia trascorrente sinistra orientata circa E-O subverticale immergente a NNO che mette a contatto i terreni della Scaglia con quelli del Pliocene inf. La zona esterna della struttura sovrascorre verso NE di circa 1 km traslando anche la sinclinale antistante costituita da sedimenti terrigeni del Pliocene inf. (punto 15 della sezione) e sulla quale sorge l'abitato di Cingoli. La parte centro-meridionale della struttura dei M. di Cingoli, all'altezza di M. Acuto, ruota di almeno 30° disponendosi in senso meridiano. Tale rotazione avviene in corrispondenza di una serie di faglie trascorrenti destre orientate N-S (Fig.2). Esse sono osservabili sul terreno dalla zona della Roccaccia fino alla zona di Monticoli per almeno 15 km. Queste faglie trascorrenti, sono state interpretate come rampe laterali del fronte compressivo principale profondo. La loro giacitura, talvolta immergente ad Est, però potrebbe indicare una genesi successiva al sovrascorrimento che ha controllato lo sviluppo della struttura plicativa.

L'evoluzione tettonica della struttura dei Monti di Cingoli è avvenuta a partire dal Miocene Sup. ed in particolare alla fine del Messiniano, quando si è formata la struttura plicativa maggiore. Lo sviluppo successivo con la traslazione verso NE di alcuni chilometri è avvenuto presumibilmente nel Pliocene inf. (zona a *G. punctulata*). Nella zona più esterne a Cingoli, deformazioni plicative del Pliocene sono ricoperte, in discordanza, da sedimenti del Pleistocene.

3. LA SEZIONE GEOLOGICA BILANCIATA

3.1. *Metodologie*

In una catena montuosa a pieghe e fronti di accavallamento è possibile costruire sezioni geologiche

geometricamente corrette estrapolando e interpolando le informazioni della geologia di superficie nel sottosuolo, integrate possibilmente con dati geofisici sull'andamento in profondità delle strutture e seguendo alcune regole geometriche di costruzione.

Una sezione geologica si dice bilanciata se i valori della lunghezza degli strati e delle aree delle diverse formazioni si conservano quando i terreni coinvolti sono riportati alla situazione precedente alla deformazione (BOYER & ELLIOT, 1982).

Se questa restaurazione è possibile e le faglie conservano la loro geometria, allora la sezione sarà geometricamente corretta, anche se non necessariamente vera (DE PAOR, 1988a, 1988b, MITRA & NAMSON 1989, SUPPE 1990).

L'obiettivo principale di una sezione bilanciata è quello di dimostrare che la sezione geologica disegnata è accettabile da un punto di vista geometrico. Per fare ciò è necessario costruire preventivamente un modello cinematico della regione, sulla base delle osservazioni e dei dati strutturali che potranno pervenire dalla geologia di superficie e/o dalla interpretazione geofisica del sottosuolo (WOODWARD *et al.*, 1989).

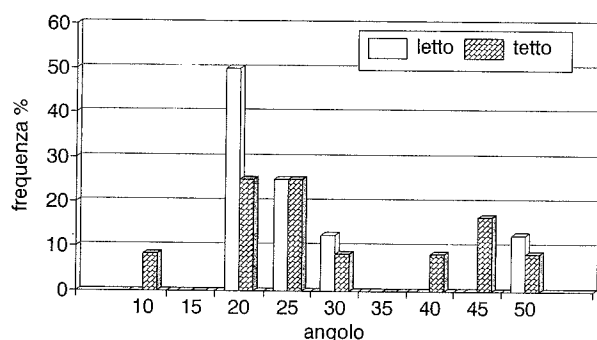
Prima di costruire una sezione geologica bilanciata è necessario fare alcune assunzioni di carattere metodologico. La prima tiene conto della necessità di avere cilindricità delle strutture plicative coinvolte e che la deformazione deve avvenire per pieghe concentriche. Questo potrà essere vero per porzioni discrete delle singole strutture e nell'area umbro-marchigiana, questa assunzione può ritenersi valida per almeno qualche km intorno alla traccia della sezione (MENICHETTI, 1991).

Un'altra assunzione geometrica riguarda la traccia della sezione che deve essere parallela alla direzione del trasporto tettonico. Sezioni non perpendicolari al trasporto orogenetico comportano degli errori nel calcolo del raccorciamento. Questo fatto viene spesso trascurato, soprattutto quando si confrontano sezioni geologiche di una stessa regione. Nell'area umbro-marchigiana molte delle sezioni proposte da numerosi A. tagliano in maniera obliqua gli assi delle strutture maggiori, portando delle sovrastime del raccorciamento fino a valori del 20%. La carta di Fig.3, costruita per il settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano, riporta l'ubicazione della sezione geologica rispetto alle tracce degli *slip-vectors* ricavati dalle zone di taglio e dagli assi plicativi delle strutture maggiori.

Nella costruzione geometrica della sezione è importante considerare inoltre gli angoli di incidenza delle diverse faglie rispetto alla stratificazione (*cut-off angles*). Nella Fig. 4 costruita per faglie inverse nel fianco orientale del M. Maggio, si evidenzia come questi angoli variano sia rispetto al tetto che al letto dei sovrascorrimenti considerati e che si mantengano comunque su valori tra i 20° e 30°.

Un'ulteriore assunzione considera che lo spessore degli strati è costante durante la deformazione, questo significa che rimane tale anche la loro area e la lunghezza nel piano della sezione. Ciò si ottiene quando

Cut-off angles Calcarea Maiolica



Scaglia Rosata

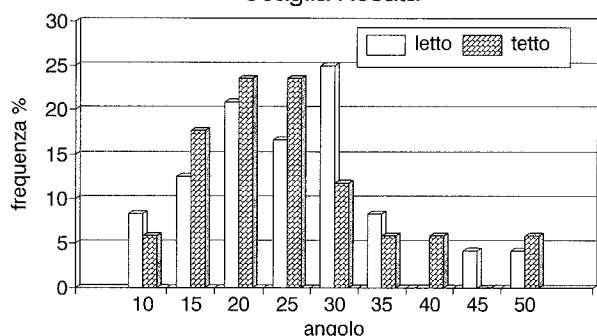


Fig. 4 - Angoli di incidenza (*cut-off angle*) delle faglie all'interno della Formazione della Maiolica e della Scaglia Rosata calcolati in affioramento sul fianco orientale dell'anticlinale del M. Maggio.

l'area della sezione restaurata è uguale a quella della sezione deformata e c'è corrispondenza tra la lunghezza pre-deformazionale di ciascuno dei livelli considerati.

Situazioni geologiche in cui è possibile considerare validi questi vincoli e postulare una deformazione di *plane strain*, senza diminuzione di volume durante la deformazione, si possono riscontrare solo in corrispondenza di zone interessate da una tettonica di scollamento superficiale come l'Appennino umbro-marchigiano, dove le direzioni delle cerniere delle strutture plicative contigue si mantengono circa sub-parallele.

C'è da considerare comunque che la successione stratigrafica umbro-marchigiana è interessata diffusamente da un clivaggio da presso-soluzione che in alcuni casi sembra aver portato a perdite di volume di circa il 30% (ALVAREZ *et al.*, 1978; LAVECCHIA *et al.*, 1989) e che deve essere considerato nel calcolo complessivo del raccorciamento orogenetico.

3.2. Modalità del bilanciamento della sezione Cingoli-Tevere

La costruzione della sezione geologica è stata realizzata sulla base di dati di superficie, relativi allo stile

deformativo: giaciture degli strati, assetto strutturale delle principali discontinuità tettoniche, geometria delle mesostrutture plicative. È stato tenuto in conto, per quanto possibile, del diverso spessore delle serie giurassiche e delle relative strutture legate all'assetto paleogeografico del Calcarea Massiccio. Si sono considerate anche le variazioni di spessore nella Scaglia Rosata nella zona del M.S. Vicino e nelle sequenze torbiditiche del Miocene sup.

Per determinare la corrispondenza tra le faglie e la litologia e verificare eventuali preferenze delle dislocazioni a concentrarsi in particolari intervalli stratigrafici è stato costruito un diagramma relativo alla localizzazione delle principali zone di taglio (Fig. 5). Esse risultano concentrate negli intervalli più marnosi e quindi meno competenti della successione litostratigrafica umbro-marchigiana. Si evidenzia inoltre la presenza di diversi livelli di scollamento all'interno della successione stratigrafica umbro-marchigiana e situati a profondità diverse.

Localizzazione delle faglie Appennino umbro-marchigiano

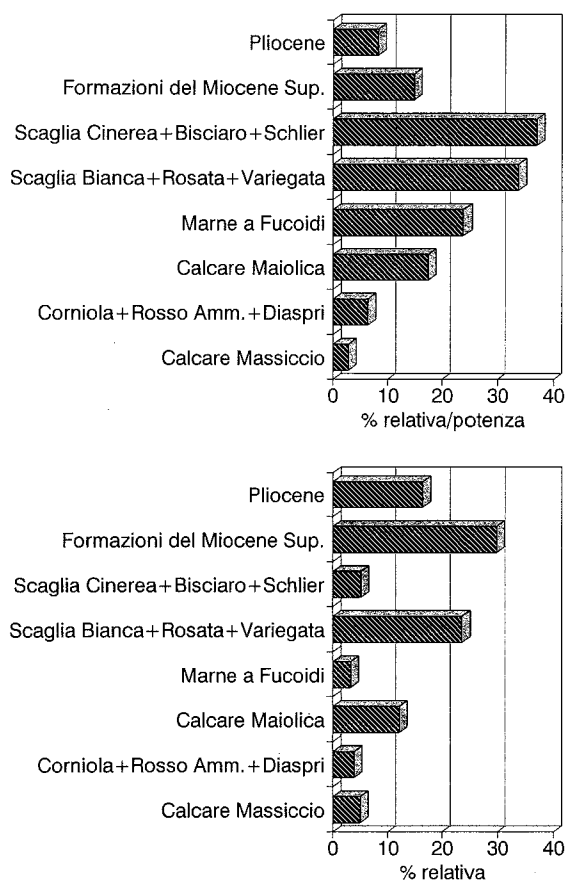
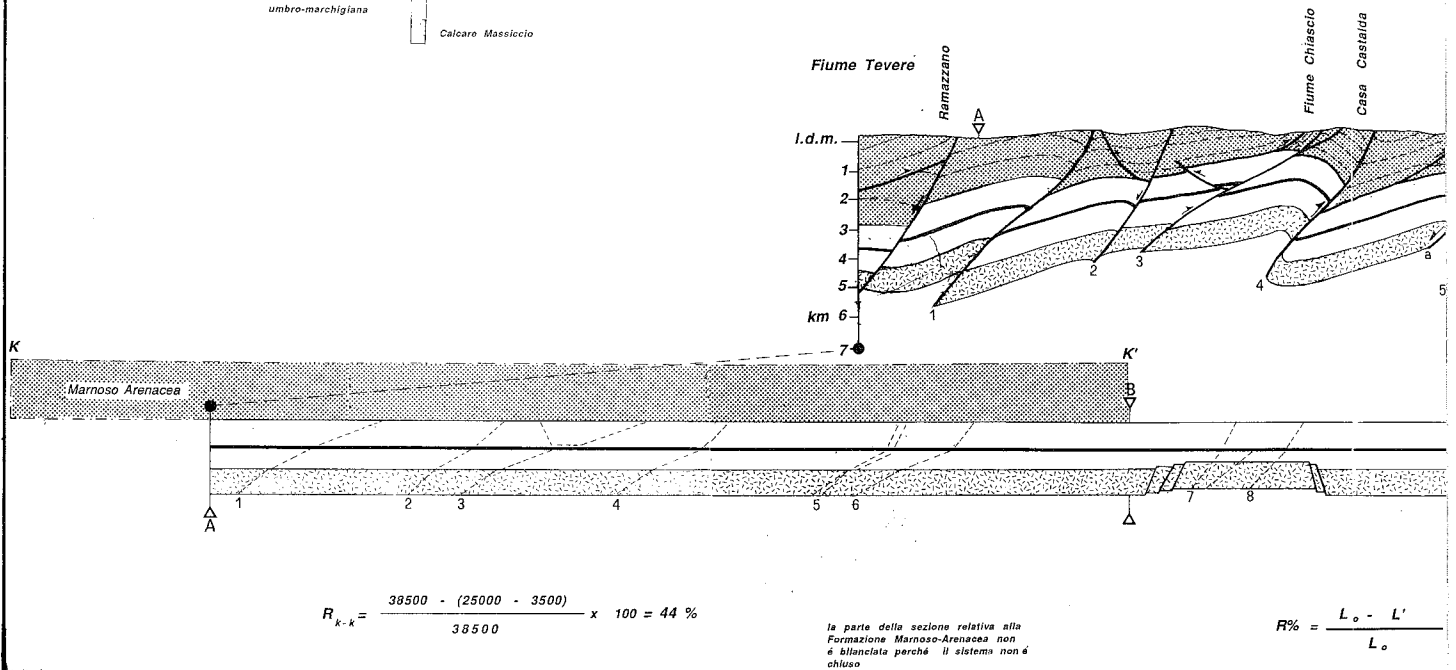
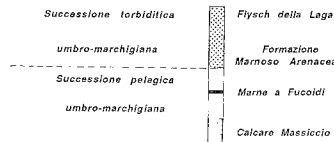


Fig. 5 - Localizzazione delle faglie nel settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano all'interno della successione stratigrafica (da MENICETTI, 1991). I valori sono stati calcolati sulla base delle lunghezze in affioramento considerando i due lati della faglia.

Sezione geologica

SW

Legenda:



Si è tentato in sintesi di disegnare una sezione quanto più possibile simile alle strutture geologiche osservabili sul terreno.

Nell'area compresa tra la Valle del Tevere e M. Maggio - tratto A-B - e nella parte esterna tra Matelica e Cingoli - tratto C-D - nella costruzione della sezione ci si è avvalsi dei dati della sismica a riflessione pubblicati da BALLY *et al.* (1986).

Questa sezione è stata poi, con progressivi aggiustamenti, riportata alla situazione predeformazionale. La ricostruzione palinspastica è stata realizzata considerando che la deformazione non è sempre avvenuta per processi di *flexural slip*, ma si sono avute variazioni di spessore nella sequenza, con ispessimento in cerniera e laminazione nei fianchi delle pieghe.

Per ovviare a questo inconveniente non si è adottato il solo bilanciamento curvimetrico (cioè ristirando semplicemente gli orizzonti di riferimento), ma le lunghezze predeformazionali sono state ottenute dividendo l'area attuale deformata delle singole formazioni o gruppi di formazioni del multilayer (A), per il loro originale spessore stratigrafico (h). Il raccorciamento (R) di ogni formazione può essere così espresso:

$$R = (A/h) - X$$

dove A è l'area della sezione deformata, h è lo spessore della serie indeformata, X è la lunghezza della sezione deformata. Questo valore, calcolato per i due livelli costituiti dagli intervalli stratigrafici del Calccare Massiccio e dal letto delle Marne a Fucoidi al tetto della Scaglia Rosata risulta essere di 33.100 m, che se espresso percentuale rappresenta il 36%. Questo dato, per le ragioni precedentemente esposte, risulta essere

conservativo.

C'è da tenere conto che tale valore corrisponde al raccorciamento della fase compressiva del Miocene sup.- Pliocene, in quanto in tutta la sezione sono presenti anche faglie dirette Pleistoceniche. La distensione complessiva sulla sezione è di circa 4 km corrispondente a circa il 7%.

L'entità del raccorciamento varia comunque lungo tutta la sezione da valori del 21% nella parte compresa tra la Valle del Tevere al M. Maggio, per salire al 37% nell'Appennino umbro-marchigiano tra M. Maggio e Cerreto d'Es, al 30% nel preappennino marchigiano interno e nella dorsale marchigiana, fino al 43% nella singola anticlinale dei Monti di Cingoli.

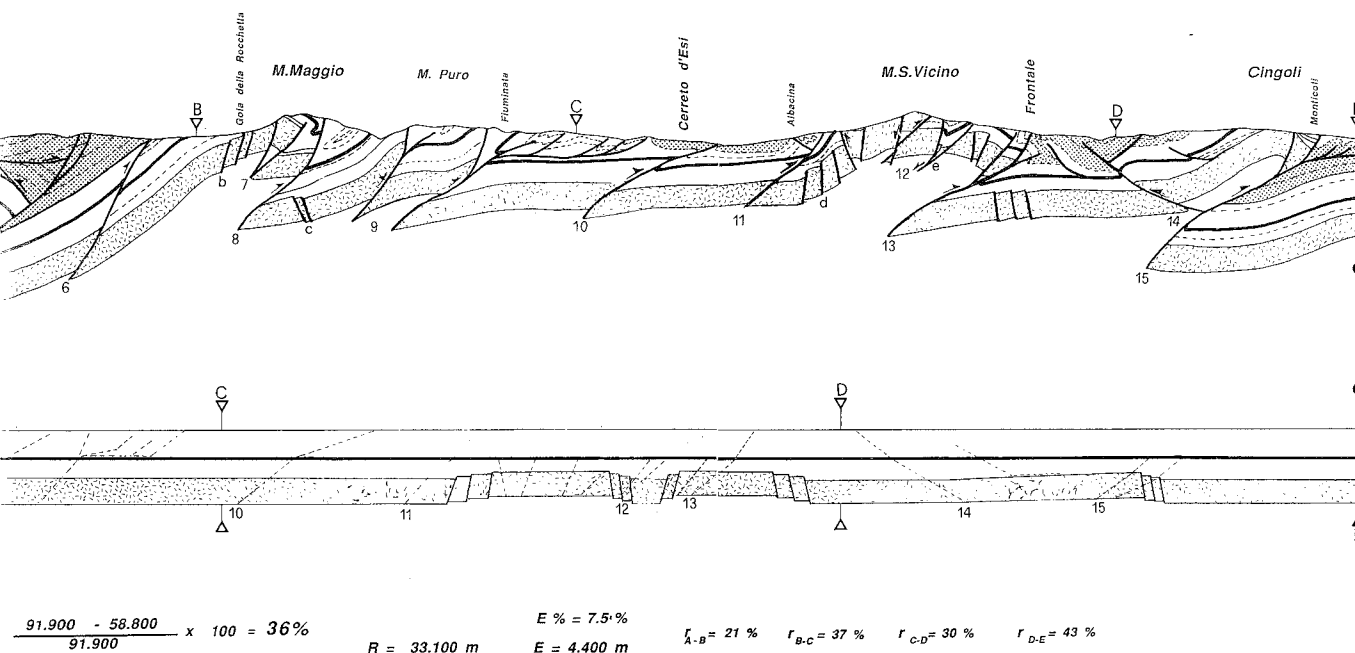
4. DISCUSSIONE

La sezione geologica così costruita tiene conto dei dati geologici disponibili ed è geometricamente corretta anche se presenta molti punti soggetti a discussione. Nel tratto della sezione A-B, dove affiorano terreni torbiditici del Miocene, la sezione geologica non è stata bilanciata in quanto il sistema non è chiuso a causa di livelli di scollamento intermedi tra la successione flyscioide e quella carbonatica sottostante e per variazioni significative nello spessore della Formazione Marnoso-arenacea. Una stima del raccorciamento curvimetrico dà valori del 38% corrispondenti a circa 17 km.

Sempre in questo tratto della sezione l'assetto in profondità del multilayer carbonatico è stato interpretato tenendo conto delle strutture presenti nell'area, così come l'andamento in profondità delle faglie com-

ilanciata F.Tevere - M.Maggio - M.S.Vicino - Cingoli

NE



pressive (1 - 3 - 4 - 5 - 6) e quelle distensive (2 - a).

In particolare all'altezza del Fiume Chiascio il tetto della successione pelagica umbro-marchigiana e lo stile strutturale dei terreni torbiditici è stato riportato considerando la geologia di superficie dell'area di Valfabbrica e di Casa Castalda precedentemente descritta.

La zona di Pieve Compreseto è stata disegnata tenendo conto della presenza, per altro rilevabile sul terreno, del prolungamento a SE della struttura anticlinale e della faglia diretta di Gubbio (a). La faglia indicata con (6) descritta in precedenza, rappresenta il fronte compressivo del parautoctono umbro-romagnolo.

Nel tratto B-C che attraversa l'anticlinale del M. Maggio - M. Nero fino al pedeappennino marchigiano interno, poco ad O di Matelica, la sezione è stata costruita utilizzando soprattutto i dati della geologia di superficie, che per il rilievo morfo-altimetrico presente, permette di effettuare osservazioni mesostrutturali di dettaglio.

In particolare nel fianco interno della anticlinale, si è considerata la presenza delle faglie giurassiche rilevabili lungo la Gola della Rocchetta ad est di Gualdo Tadino. Nel fianco esterno le faglie inverse (8 - 9) sono state considerate come *splay* del sovrascorrimento basale, considerando quindi la componente trascorrente come associata alla traslazione principale con un rigetto orizzontale nel piano della sezione trascurabile.

La parte di sezione compresa tra Matelica e M.S. Vicino - Frontale integra i dati provenienti dal rilevamento geologico ex-novo eseguito nella stessa area (MENICHETTI, 1991). In particolare si è conside-

rata la presenza nel fianco occidentale del M. S. Vicino, dalla Gola della Rossa fino alla valle del F. Potenza di un retroscorrimento che coinvolge i terreni della Scaglia e del Bisciario. Nella sezione è riportato anche il complesso assetto strutturale a livello del Calcarea Massiccio e i suoi rapporti con la serie giurassica sovrastante (d). Il fianco esterno dell'anticlinale del M.S. Vicino presenta una zona sinclinale, tagliata dalla faglia diretta immergente a SO (e) che taglia le precedenti strutture compressive (12). Il complesso assetto strutturale di questa zona, considera anche le situazioni presenti nell'area di Elcito e Val di Castro dove blocchi di Calcarea Massiccio sono bordati sul fianco interno da faglie dirette mentre su quello esterno da faglie inverse. Il sovrascorrimento esterno al M. S. Vicino (13) corrisponde più a Sud con il sovrascorrimento dei Monti Sibillini.

Il tratto D-E della sezione che interessa la struttura dei Monti di Cingoli è stato disegnato partendo dai dati di geologia di superficie provenienti da un rilevamento strutturale originale (MENICHETTI, 1991), mentre la parte esterna della struttura, ed in particolare il letto del sovrascorrimento (15), è stato tracciato utilizzando i dati di sismica a riflessione disponibili (BALLY *et al.*, 1986).

Nella sezione restaurata è stata ricostruita la paleogeografia giurassica secondo un modello costituito da blocchi monoclinali ruotati sia verso E che O. Le loro dimensioni longitudinali sono di circa 5 km e sono bordati da faglie dirette. Nella costruzione della sezione, non si è tenuto conto della riattivazione di alcune di queste faglie giurassiche ad opera della tettonica compressiva neogenica (MENICHETTI, 1991).

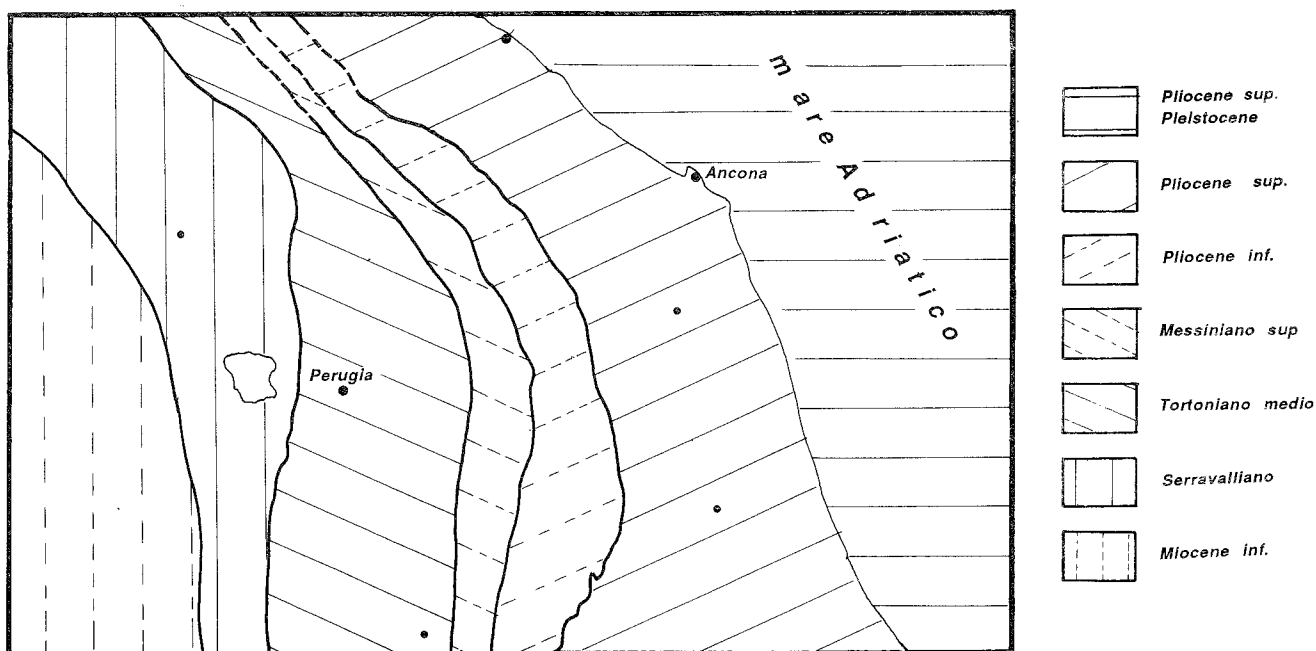


Fig. 6 - Zonazione della fase compressiva, dal Miocene al Pleistocene nel settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano (da MENICETTI, 1991)

Tra i problemi maggiori presenti nella sezione, il principale è rappresentato dalla trascorrenza che attraversa l'area. I dati della geologia di superficie mostrano evidenze di deformazioni trascorrenti distribuite in tutto l'Appennino umbro-marchigiano che tendono a ruotare le strutture secondo una coppia di taglio destra. Nella costruzione della sezione, la trascorrenza è stata considerata come una deformazione legata allo sviluppo dei piani di sovrascorrimento e comunque successiva al piegamento. Ciò è stato evidenziato tracciando i piani trascorrenti come *splay* dei fronti compressivi.

Questa è solo una delle ipotesi possibili. In quest'area infatti, si ha una rotazione generale degli assi della catena umbro-marchigiana da una direzione N 130° a settentrione dell'allineamento M.te Maggio - Cingoli ad una N 160° a Sud.

Le strutture plicative lungo la sezione presentano una direzione assiale di N 150°, valore intermedio rispetto a quello delle strutture a N e a S. Questo potrebbe significare una maggiore importanza della trascorrenza, che pilota tutta la deformazione, nonché la rotazione delle strutture plicative a grande scala.

I dati geologici di superficie suggeriscono comunque che le faglie trascorrenti e le strutture plicative non sono geneticamente connesse. Anzi risulta probabile che essi siano l'espressione strutturale di deformazioni che agiscono a profondità diverse.

La forma concava verso l'interno dell'arco appenninico umbro-marchigiano, che da una direzione N 130° a Nord dell'allineamento M.Maggio-Cingoli passa a N 160° fino all'altezza del M. Vettore è osservabile alla scala di tutte le strutture. Tale curvatura sembra essere in relazione alla interferenza tra le strutture plicative e faglie trascorrenti destre orientate N-S. La

zona di tangenza corrisponde appunto agli allineamenti sopra citati e da questi punti le zone di taglio principali, sui fianchi orientali delle strutture plicative o i sovrascorrimenti, assumono una forte componente trascorrente, pur conservando la direzione di trasporto tettonico.

Dalla sezione geologica risultano abbastanza chiaramente i rapporti temporali tra le pieghe e le faglie. In tutto l'Appennino umbro-marchigiano, almeno all'attuale livello strutturale, le faglie tagliano le pieghe e quindi queste ultime sono le prime strutture che si sono formate. Tale rapporto avviene per tutti i tipi di faglie, siano esse inverse, trascorrenti o dirette.

La geologia dell'area indica la formazione in tempi successivi di diverse sequenze di fronti di accavallamento che integrati nelle sezioni geologiche bilanciate conducono ad un coinvolgimento di livelli di scollamento profondi al di sotto delle evaporiti triassiche e probabilmente coincidenti con metasedimenti del Verrucano.

Nella sezione geologica presentata i valori del raccorciamento complessivo dalla Valle del Tevere alla zona di Cingoli raggiungono il 35 % che rappresentano circa 40 km.

Tale valore è inferiore di alcune decine di km a quello proposto da diversi A. che si sono avvalsi di dati geofisici (ROEDER, 1984; BALLY *et al.*, 1986; CALAMITA & DEIANA, 1986; COOPER, 1988).

Le differenze maggiori vanno ricercate comunque nella deformazione dei terreni flyschiodi e quindi sull'estensione originaria dei bacini torbiditici e delle relative avanfosse. La progressione della deformazione nel tempo e nello spazio attraverso il dominio toscano-umbro-marchigiano inizia nell'Oligocene coinvolgendo prima la Falda Toscana, per arrivare nel Serra-

valliano all'unità del M.Modino-M.Cervarola (BOCCALETTI *et al.* 1990) (Fig. 6).

Il preappennino umbro viene interessato dalla deformazione compressiva nel Tortoniano medio, mentre nella catena umbro- marchigiana l'acme si ha nel Messiniano sup. . Il pedeappennino marchigiano interno e l'Appennino marchigiano viene traslato verso l'avampaese nel Pliocene inf. Il pedeappennino marchigiano esterno è deformato nel Pliocene sup. mentre l'avampaese adriatico presenta deformazioni del Pleistocene (Fig.6).

La velocità di propagazione media dei fronti di accavallamento determinata lungo le principali direttrici tettoniche dal Langhiano al Pliocene fornisce valori dell'ordine di 3-5 mm/y, leggermente inferiori a quella dell'avanzamento dell'avanfossa torbidity che dall'Oligocene al Pliocene si è propagata verso NE ad una velocità di circa 10 mm/y (MENICHETTI, 1991) . Infine l'attuale campo deformativo tensionale nella parte più interna della sezione esaminata procede alla velocità di circa 2 mm/y (MENICHETTI & MINELLI, 1991).

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W., ENGELDER T., GEISER P. (1978) - *Classification of solution cleavage in pelagic limestones*. *Geology*, **6**, 256-266.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene Inferiore*. *Mem.Soc.Geol.It.*, **19**, 573-580
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflections profiles across the Central Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 257-310.
- BOCCALETTI M., ELTER P., GUAZZONI G. (1971) - *Plate tectonics models for the development of the western Alps and Northern Apennines*. *Nature Phys.Sci.*, 108-111.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1987) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. *Giorn. Geol.* (3), **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*. *Palaeo* **3**, **77**, 3-14.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) (Eds.) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR P.F. Geod. S.P., **5**, Pubbl. 429.
- BOYER A.E., ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **66**, **9**, 1196-1230
- CALAMITA F. (1990) - *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. *Annales Tectonicae*, **4**, 83-117.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Preprint 73° Congr. Soc. Geol. It., *Geologia dell'Italia centrale*, pp. 87-90, Roma.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche. La Geologia delle Marche*. *Studi Geol. Camerti*. Num. speciale, 61-82.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. *La Geologia delle Marche*. *Studi Geol. Camerti*, Num. speciale, 35-56.
- CARLONI G.C. (1964) - *La Geologia dei dintorni di Cingoli (Appennino marchigiano)*. *Giornale di Geologia*, **32**, 365-401.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbidity del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro- marchigiano e laziale-abruzzese. 5) Risultati degli studi in corso*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **18**, 135-170.
- CENTAMORE E., DEIANA G. (1986) - *La Geologia delle Marche*. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec., 145 p. .
- COLACICCHI R., NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., BALDANZA A., CRESTA S., PALLINI G. (1988) - *Paleoenvironmental analysis from Lias to Malm (Corniola to Maiolica Formations) in the Umbria Marche Basin, Central Italy (Preliminary report)*. 2nd Int. Symp., *Jurassic Stratig.*, Lisboa, 717-728.
- CORSI M., DE FEYTER A.J., MENICHETTI M., PIALI G.P. (1991) *Elementi strutturali del Montefeltro (Marche settentrionali) - Guida all'escursione - G.I.G.S., aprile 1991*, 45 p.
- COOPER J.C. (1988) - *The geology of Central Apennines and the foreland basins, Italy*. *Rice University Ph.D. Thesis*, 185 p.
- CRESTA S., CECCA F., SANTANTONIO M., PALLINI G., BRONNIMANN P., BALDANZA A., COLACICCHI R., MONACO P. (1988) - *Stratigraphic correlations in the Jurassic of the Umbria-marche Apennines (Central Italy)*. 2nd Int. Symp. *Jurassic Stratig.*, Lisboa, 729-744.
- CRESTA S., MONECHI S., PARISI G. (1989) - *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico dell'area umbro- marchigiana*. *Mem.Desc. Carta Geol.It., Serv.Geol.It.*, 185 p. .
- DAHLSTROM C.D.A. (1969) - *Balanced cross-sections*. *Can. J. Earth Sci.*, **6**, 743-757.
- DAMIANI A.V., PANNUZZI L., PIALI G. (1983) - *Osservazioni geologiche nelle aree comprese fra i massicci perugini ed i rilievi di Gubbio*. *Giorn. Geol.*, **45**, 127-150.
- DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOOLENAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbrian-Marchean Apennines, Italy*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**, 65-85.
- DE FEYTER A.J. & MENICHETTI M. (1986) - *Back thrusting*

- in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy). Mem. Soc. Geol. It. **35**, 357-370
- DE FEYTER A.J., MOLENAAR N., PIALLI G., MENICHELLI M., VENERI F. (1990) - *Paleotectonic significance of gravity displacement structures in the Miocene turbidite series of the M. Pollo syncline (Umbro- Marchian Apennines, Italy)* . Geol. Mijnb., **69**, 69-86
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy* . Geol. Ultraiectina, **35**, 168 p. .
- DE PAOR D.G. (1988). *Balanced Section in thrust belts. Part 1: Construction*. Am. Ass. Petr. Bull., **72**,1,73,90.
- DE PAOR D.G.,BREDLEY D.C. (1988). *Balanced section in thrust belts. Part 2: Computerized line and area balancing*. Geobyte, May 1988, 33-37
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. ed Appl., **17**, 65.
- ESU D., GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A survey*. Il Quaternario, **4**,1a,137-150.
- GASPARINI C., IANACCONE G., SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, **117**, 59-78
- GASPARINI C., MARAMAI A. & VECCHI M., 1988 - *Il Terremoto del Montefeltro del 5 luglio 1987* . Atti 7 Conv. G.N.G.T.S., **1**, 493-500.
- GIOVAGNOTTI C. (1991) - *Bibliografia geologica dell'Umbria*. Protagon, Perugia, 353 p. .
- HOSSACK J.R. (1979)- *The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review*. J. Geol. Soc. London, **136**, 705-711.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines. Italy*. Geol. Ultraiectina, **30**, pp. 155.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 161-194.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake-Pesaro transect (central Italy)*. THE LITHOSPHERE IN ITALY. ADVANCES IN EARTH SCIENCE RESEARCH. Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 1989, 177-194.
- MENICHELLI M. & PIALLI G. (1986) - *Geologia strutturale del Preappennino umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano-M. Cucco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 371- 388.
- MENICHELLI M. (1991) - *Evoluzione tettonica del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano* . Tesi di Dottorato III Ciclo, Perugia, 258 p., 10 carte.
- MENICHELLI M., MINELLI G. (1991) - *Extensional tectonics and seismogenesis in Umbria (Central Italy)* . Boll. Soc. Geol. It., **110**, 857-880.
- MINELLI & MENICHELLI, 1990 - *Tectonic evolution of the Perugia Massifs area (Central Italy)*. Boll.Soc.Geol.It., **109**, 445-453.
- MITRA S., NAMSON J. (1989) - *Equal area balancing*. Am. Journ. of Science, **289**, 563-599.
- ORI G.G., ROVERI M., VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. IN P.A. ALLEN & HOMEWOOD (Ed) , FORELAND BASINS, IAS Spec. Pub., **8**, 183-198 .
- PAROTTO M., PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. IN OGNIBEN L., PAROTTO M., PRATURLON A., Ed. STRUCTURAL MODEL OF ITALY. Quaderni de la Ricerca Scientifica , CNR, **90**, 257-311.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post - Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab.*. In: BORIANI et al. (Eds.), THE LITHOSPHERE IN ITALY: ADVANCES IN EARTH SCIENCE RESEARCH. Acc. Naz. Lincei, Roma 1989, 157-176.
- PIALLI G. (1966) - *Osservazioni geologiche sulle formazioni flyscioidi di Castiglioni Aldobrande*. Mem.Soc.Geol.It., **8**, 365-386.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **8**, 105-139.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnosa arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di piana sottomarina a Est-Nord-Est di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 669-712.
- ROEDER D. (1984) - *Tectonic evolution of the Apennines*. (Abstr.) in A.A.P.G. MEETING "FOSSIL FUELS OF EUROPE" Am.Ass.Petr.Geol. Bull., **68**,68.
- SCARSELLA F. (1952) - *Un aggruppamento di pieghe nell'Appennino umbro-marchigiano. La catena M. Nerone-M. Catria- M. Cucco-M. Penna-Colfiorito-M. Serano*. Boll. Soc. Geol. It., **73**, 307-320.
- SUPPE J. (1985) - *Principles of structural Geology*. Prentice-Hall, New Jersey, pp. 537.
- VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) - *The structural geology and basin development of the Romagnan - Umbrian zone (Upper Savio and Upper Bidente Valleys, N Italy)*. Geologie en Mijnbouw, **69**, 53-68.
- WOODWARD N.B., BOYER S.E., SUPPE J. (1989) - *Balanced Geological Cross-Sections: an essential technique in Geological Research and exploration*. Am.Geoph. Un., Short Course in Geology, **6**, 132 p.