

**RELAZIONI TRA COSTRUZIONE DELLA CATENA E MIGRAZIONE DELL'AVANFOSSA
NELL'AREA MARCHIGIANA ESTERNA: ALCUNE OSSERVAZIONI(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 71
ABSTRACT	" 71
INTRODUZIONE	" 71
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 71
L'AVANFOSSA E L'ETA' DELLA DEFOR-	
MAZIONE	" 73
CONCLUSIONI	" 77
BIBLIOGRAFIA	" 77

RIASSUNTO

In questa nota viene analizzata e discussa la relazione tra la messa in posto dei maggiori sovrascorrimenti della catena marchigiana e la flessurazione dell'antistante avampaese, nel corso della migrazione verso est del sistema catena-avanfossa. Si evidenzia come ai momenti di maggiore traslazione nella catena, corrispondano le piú veloci ed ampie migrazioni verso NE del margine avanfossa-avampaese, con una risposta quasi "immediata" nella flessurazione della litosfera che quindi consente di ipotizzare una reologia di tipo elastico per la litosfera adriatica.

ABSTRACT

In this relationships between thrusting in the Umbria-Marche Apennine chain and flexure of the foreland lithosphere are discussed.

During the Upper Miocene-Pliocene time the Umbria-Marche Apennine chain-foreland system migrated toward the NE: the larger was the displacement on the thrust planes the faster the flexure of the lithosphere as well as the migration of the foreland-foredeep boundary; thus an elastic reology for the Adriatic lithosphere is hypothesized.

PAROLE CHIAVE: Margine avanfossa-avampaese, flessurazione, subsidenza, Messiniano-Pliocene inferiore.

KEY WORDS: Foredeep-foreland boundary, flexure, subsidence, Messinian-Lower Pliocene.

INTRODUZIONE

Negli ultimi anni, grazie a numerosi e dettagliati studi geologico-strutturali (LAVECCHIA, 1985; BOCCALETTI *et alii*, 1986; BALLY *et alii*, 1988; CALAMITA E DEIANA, 1988; BARCHI *et alii*, 1989; CALAMITA, 1990; CALAMITA *et alii*, 1990; INVERNIZZI, 1990; CALAMITA *et alii*, 1992), si è giunti ad una buona conoscenza dello stile deformativo e della cronologia della deformazione nella catena umbro-marchigiana.

(*)Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino.

(**)Lavoro eseguito con il contributo M.U.R.S.T. 40% G. Deiana.

Facendo riferimento, in particolare, alla porzione piú esterna di quest'ultima (area marchigiana esterna), l'utilizzazione di dati provenienti dalla geologia di superficie e di sottosuolo e dalla sismica ha consentito di attribuire al Messiniano superiore-Pliocene inferiore basale la definitiva messa in posto del *thrust sheet* dei Monti Sibillini, per il quale è stata calcolata una velocità di scorrimento di circa 30 mm/anno (CALAMITA *et alii*, 1992). Il tasso di *slip* risulta via via piú basso per i *thrust sheets* piú esterni la cui messa in posto prosegue durante il Pliocene inferiore ed, in prossimità della costa, almeno per tutto il Pliocene medio e superiore.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino umbro-marchigiano è una catena a pieghe e sovrascorrimenti che coinvolge una successione sedimentaria di spessore variabile tra 5000 e 8000 m circa, la cui parte superiore è costituita da depositi silico-clastici (Miocene inferiore-medio-Pleistocene inferiore) che rappresentano il riempimento sedimentario di un'avanfossa e/o di bacini di *piggy-back* associati allo sviluppo sequenziale della catena a *thrusts*. Il margine tra l'Appennino calcareo umbro-marchigiano e l'area marchigiana esterna è rappresentato dal *thrust* dei Monti Sibillini che è una delle principali strutture regionali dell'area (Fig. 1). L'area marchigiana esterna, se si eccettuano le culminazioni assiali delle anticlinali di Cingoli, Staffolo, Ancona, M.gna dei Fiori, è interamente occupata da depositi torbiditici mio-pliocenici. Qui la sedimentazione torbiditica silico-clastica inizia nel Messiniano inferiore ed interessa una vasta area estesa a nord oltre la valle del F. Potenza e a sud fino alle pendici del Gran Sasso, conosciuta come Bacino della Laga (Fig. 1). I depositi di riempimento consistono di diverse unità, raggruppabili in sequenze, che possiedono caratteri sedimentari differenti come conseguenza dell'inomogenea evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino (CANTALAMESSA *et alii*, 1986a e lavori citati). Già dal Miocene inferiore, infatti, questo bacino appare delineato e suddiviso in due parti, a nord e a sud della cosiddetta "linea Fiastrone-Fiastrella" (CANTALAMESSA *et alii*, 1982): in quella meridionale, piú depressa, la sedimentazione è caratterizzata da abbondanti apporti calcareo-clastici (Marne con cerrogna) mentre in quella settentrionale, piú rialzata, è essenzialmente pelagica (Schlier).

Durante il Messiniano inferiore si sedimenta il membro pre-evaporitico della Formazione della Laga costituito, a sud, da alternanze di unità arenacee (prevalenti) ed arenaceo-pelitiche di rilevante spessore ed a nord da depositi meno grossolani e con spessori assai minori: nel complesso si tratta di *facies* canalizzate. All'altezza della valle del Fiume Musone, il bacino della Laga, dopo essersi notevolmente ristretto in sen-

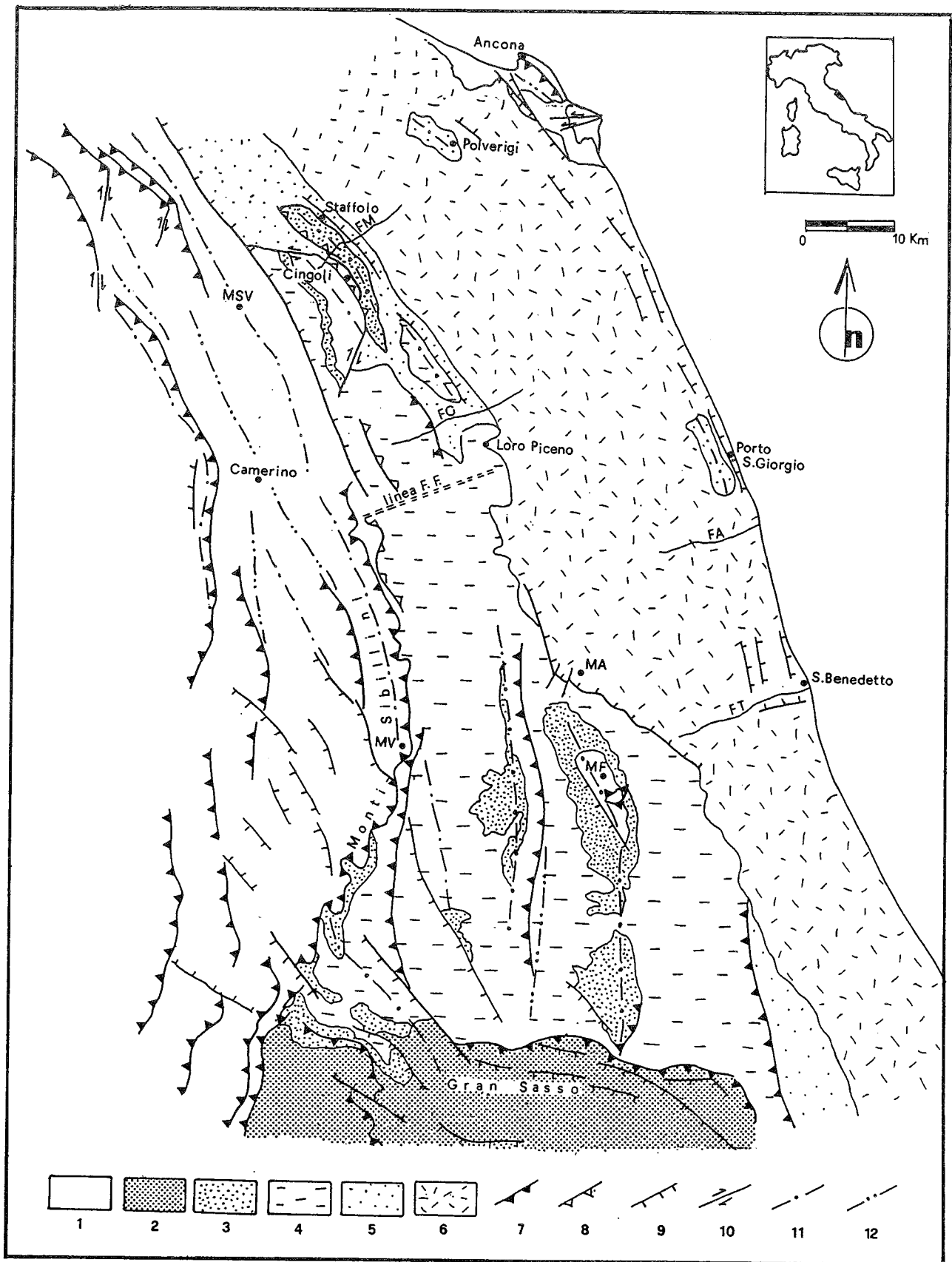


Fig. 1 - Schema geologico strutturale dell'area: 1- unità del dominio umbro-marchigiano costituenti l'Appennino calcareo propriamente detto (Lias superiore-Miocene medio); 2- unità del dominio laziale abruzzese (Lias superiore-Eocene superiore); 3- Formazioni mioceniche pre-torbiditiche; 4- depositi torbiditici della Formazione della Laga (Messiniano); 5- depositi torbiditici del Pliocene inferiore; 6- Depositi del Pliocene medio-Pleistocene; 7- sovrascorrimento; 8- retroscorrimento; 9- faglia diretta; 10- faglia transpressiva; 11- asse di anticlinale; 12- asse di sinclinale; MSV = Monte S. Vicino; FM = Fiume Muro; FC = Fiume Chienti; linea F.F. = linea Fiastrone-Fiastrella; FA = Fiume Aso; MA = Monte Ascensione; FT = Fiume Tronto; MV = Monte Vetture; MF = Montagna dei Fiori.

so trasversale, si chiude cosicché nelle circostanti aree a nord e ad est prosegue, anche in questo intervallo di tempo, la deposizione delle emipelagiti dello Schlier. Durante il Messiniano medio, mentre a nord della "linea Fiastrone-Fiastrella" si deposita la Formazione Gessoso-solfifera, a sud si rinvencono risedimenti gessarenitici in grossi strati. Nel Messiniano superiore, infine, vi è la sedimentazione del membro post-evaporitico della Formazione della Laga, costituito a sud da depositi non canalizzati di lobo di conoide, frangia o piana sottomarina e, nel settore settentrionale da probabili "fan-deltas" (CANTALAMESSA *et alii*, 1986a). Le Argille a colombacci (contenenti orizzonti calcarei di probabile origine chimica, CASATI *et alii*, 1976), rappresentano la sedimentazione etropica del membro post-evaporitico nelle aree esterne al bacino della Laga, durante il Messiniano superiore.

I depositi del Pliocene inferiore sono conservati, in affioramento, solo nella porzione settentrionale dell'area (Fig. 1) dove sono costituiti da argille batiali con intercalati corpi arenacei ed arenaceo-pelitici, in parte canalizzati e di spessore non superiore a qualche decina di metri. A partire da Loro Piceno e procedendo verso sud, invece, sulla Formazione della Laga, deformata ed erosa, trasgrediscono direttamente i terreni del Pliocene medio, che passano verso l'alto ad una potente successione marina comprendente il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. Detta successione è costituita, prevalentemente, da argille batiali con intercalati corpi canalizzati in facies arenaceo-conglomeratica ed arenaceo-pelitica, i quali raggiungono talora rilevanti spessori (fino a 500 m nel caso del Monte Ascensione, Fig. 1). I suddetti corpi si assottigliano verso nord, fino quasi a scomparire all'altezza del Fiume Chienti.

La successione si chiude con i depositi di tetto del Pleistocene inferiore, fino a comprendere nuovamente facies di spiaggia (CANTALAMESSA *et alii*, 1986b).

L'AVANFOSSA E L'ETA' DELLA DEFORMAZIONE

La genesi, la geometria, la subsidenza delle avanfosse sono state studiate da PRICE (1973) e più recentemente, da QUINLAND & BEAUMONT (1984) e da SINCLAIR *et alii* (1991). Questi Autori propongono che le avanfosse adiacenti a zone di catena siano il risultato di una inflessione della litosfera in risposta al peso delle unità della catena stessa. Si forma così una depressione asimmetrica con il fianco esterno più dolce che si raccorda all'avampaese attraverso un rialzo o *peripheral bulge*. Questo modello è fortemente dipendente dalle caratteristiche reologiche della litosfera ed utilizza, come parametri principali, la viscosità, la temperatura, i moduli di Young e Poisson in una litosfera a comportamento elastico e/o viscoelastico. Tale ipotesi offre la possibilità di collegare geneticamente la messa in posto delle falde in una catena con il contemporaneo sviluppo delle avanfosse nelle aree esterne alla catena stessa.

Il ruolo del peso della catena montuosa nella genesi delle avanfosse è stato riconsiderato da ROYDEN e KARNER (1984). Questi ultimi, prendendo in esame l'avanfossa pliocenica dell'Appennino e quella tardo miocenica dei Carpazi orientali, calcolano che il peso rappresentato dalle falde è insufficiente a produrre l'inflessione realmente esistente nel basamento continentale al di sotto dell'avanfossa (per l'Appennino questi Autori assumono come riferimento la profondità della base del Pliocene inferiore). Questo risultato impli-

ca l'esistenza di un peso addizionale che agisca in profondità contribuendo all'inflessione della litosfera al di sotto dell'avanfossa stessa.

Successivamente, ROYDEN *et alii* (1987), PATACCA e SCANDONE (1989) e SCANDONE *et alii* (1990), ancora per l'avanfossa appenninica, ribadiscono che questa deriva soprattutto dall'azione-peso della litosfera subdotta piuttosto che dal peso della catena. Essi, considerando la morfologia della base del Pliocene e la distribuzione delle anomalie gravimetriche, concludono che l'avanfossa appenninica è formata da quattro segmenti (ciascuno contenente un rialzo esterno ed una inflessione interna che si approfondisce sotto la catena), diversamente spostati verso l'esterno, così come gli adiacenti segmenti della catena appenninica retrostante (Fig. 2).

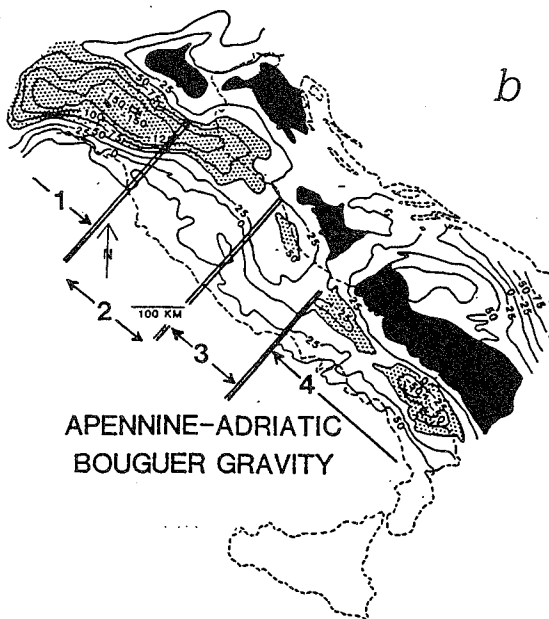
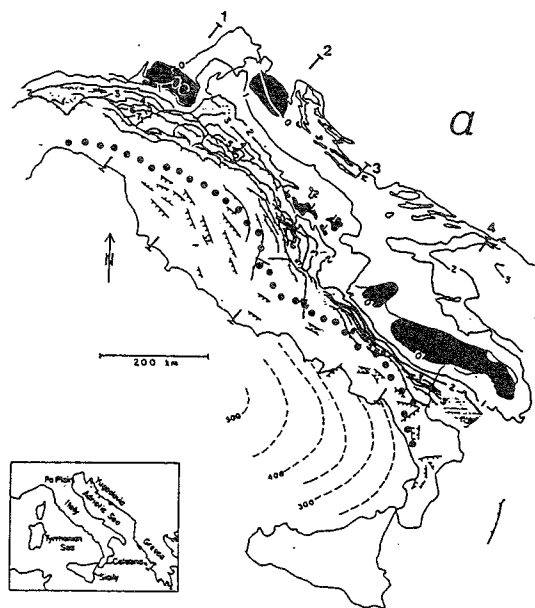


Fig. 2 - Carta generale del sistema appenninico (da Royden *et alii*, 1987): a- isobate della base del Pliocene inferiore: si notino le risalite del Pliocene inferiore verso l'esterno; b- carta gravimetrica di Bouguer in milligal (semplificata): in nero sono illustrati i quattro alti gravimetrici messi in relazione dagli Autori con altrettante risalite del Pliocene inferiore verso l'esterno.

Una tale configurazione rifletterebbe, secondo gli Autori, una segmentazione profonda della litosfera subdotta. L'inflessione dovuta alla subduzione sarebbe poi amplificata sia dal peso delle unità impilate per *thrusting* che da quello dei sedimenti di avanfossa individuando, nella zona piú orientale, un pronunciato rialzo (*outer rise*).

Utilizzando i dati provenienti dalle sezioni sismiche interpretate (BALLY *et alii*, 1986; CALAMITA *et alii*, 1990) ed i dati geologici di superficie e di sottosuolo (stratigrafia dei pozzi), in particolare per quanto riguarda l'area compresa tra i Fiumi Esino e Tronto (INVERNIZZI, 1990; CALAMITA & INVERNIZZI, 1991) si è potuta ricostruire, con buona approssimazione, l'ubicazione dei margini esterni dell'avanfossa durante il Messiniano e nel Pliocene inferiore, prendendo come riferimento l'età dei primi depositi silico-clastici di ciascuna area, assumendo, come da bibliografia, che le successioni silicoclastiche di quest'area appartengano a successioni di avanfossa e non di *piggy-back* (vedi anche MINELLI, 1992) ed ipotizzando infine che le dimensioni areali dei bacini non superino le decine di chilometri.

Per quanto riguarda l'avanfossa piú antica (bacino della Laga), la sua individuazione va riferita, come detto, all'inizio del Messiniano; essa si sviluppa poi con caratteristiche differenziate: fortemente piú subsidente nel settore meridionale, come dimostrato dai caratteri sedimentari già descritti e dagli spessori delle successioni torbiditiche.

Tuttavia la presenza delle emipelagiti dello Schlier a nord della "linea Fiastrone-Fiastrella" e delle Marne con cerroghna e delle Marne a Pteropodi a sud (CANTALAMESSA *et alii*, 1982) stanno già ad indicare l'inizio di una flessurazione differenziata dell'avampaese durante il Miocene inferiore-medio.

Nel Messiniano inferiore (circa 6.3 M.A.), dunque, si individua lo stadio di flessurazione dell'area. La scarpata tra l'avanfossa e l'antistante avampaese può essere ubicata, a nord, lungo l'allineamento Cingoli-Tolentino, ad oriente del quale la Formazione Gessoso-solfifera giace direttamente sulle emipelagiti dello Schlier. Ciò si ricava, tra l'altro, dalla stratigrafia del pozzo ubicato nei pressi di Loro Piceno (Fig. 3) che mostra come la Formazione Gessoso-solfifera (al di sotto delle torbiditi postevaporitiche) poggia direttamente sulle emipelagiti dello Schlier, mentre mancano completamente le torbiditi preevaporitiche.

A sud il margine in oggetto passa in una zona imprecisata ad oriente della Montagna dei Fiori (Fig. 3), mentre il depocentro dell'avanfossa è ubicato ad ovest di quest'ultima.

I dati geologico-stratigrafici di superficie, di pozzo ed i profili sismici (BALLY *et alii*, 1986) evidenziano, tra il Messiniano inferiore e quello superiore (età circa 5.6 M.A.), una consistente migrazione verso E del margine avanfossa-avampaese, che può essere ora ubicato lungo l'allineamento Loro Piceno-Tortoreto (Fig. 3, INVERNIZZI, 1991).

Lo *shifting* è stato di una decina di chilometri a nord mentre a sud la stima è piú approssimativa non essendo nota l'esatta posizione della scarpata durante il Messiniano inferiore: comunque è documentata una migrazione del depocentro che ora è ubicato ed est della M.gna dei Fiori. Le aree dove avveniva la sedimentazione delle Argille a Colombacci si possono interpretare come appartenenti all'avampaese non ancora flessurato. La Formazione della Laga si assottiglia progres-

sivamente andando verso est segnando quindi il passaggio al piú orientale avampaese.

La piú recente avanfossa del Pliocene inferiore (età circa 5 M.A.) si è impostata in parte sui depositi della precedente avanfossa ed in parte sull'antistante avampaese (Fig. 3; si vedano anche le ricostruzioni di PALTRINIERI *et alii*, 1982; RICCI LUCCHI, 1985; ORI *et alii*, 1986; BALLY *et alii*, 1986).

Al pari della precedente avanfossa messiniana, anche questa ha una generale forma a cuneo che si assottiglia verso est e si è sviluppata con caratteri differenziati da nord a sud; i dati di sottosuolo evidenziano infatti che il tasso di subsidenza si è mantenuto alto nella parte meridionale dove, tra l'altro, l'estensione dell'avanfossa verso est è maggiore. Tali differenziazioni possono essere dovute alla presenza di una catena via via piú spessa verso sud e che coinvolge oltre ad unità umbro-marchigiane anche unità del dominio laziale-abruzzese, le quali gravano sulla stessa porzione di avampaese.

Il depocentro dell'avanfossa del Pliocene inferiore, ricavato da dati di pozzo, ed il suo probabile margine orientale sono rappresentati in Fig. 3. Si osserva immediatamente che la migrazione del margine è stata assai piú veloce in questo intervallo di tempo che non nei precedenti. Ciò avviene circa in corrispondenza del momento di massima compressione che dà origine alle piú importanti strutture della catena (finale messa in posto del sovrascorrimento dei M. Sibillini).

ORI *et alii* (1991) sottolineano la mancata migrazione del depocentro dell'avanfossa a partire dalla base del Messiniano inferiore. Tuttavia, se si tiene conto della notevole traslazione avvenuta lungo il fronte di sovrascorrimento che ha portato la Formazione della Laga sopra quella del Cellino (durante il Pliocene inferiore) valutata in circa 10-12 Km in CALAMITA *et alii* (1992), il depocentro messiniano andrebbe spostato della medesima distanza verso ovest confermando il notevole *shifting* avvenuto alla base del Pliocene inferiore ed illustrato in questo lavoro.

Per quanto riguarda l'età della deformazione compressiva e quindi la messa in posto dei differenti *thrust sheets* riconosciuti nell'area, questa è stata ricostruita, come già detto, sulla base di discordanze angolari, strutture di crescita e rapporti di *on-lap* osservati in affioramento (INVERNIZZI, 1990) o ricavati da dati di sottosuolo. I principali risultati di questa analisi sono, secondo CALAMITA *et alii* (1990) e CALAMITA *et alii* (1992): — il sovrascorrimento dei M. Sibillini si è messo in posto principalmente durante il Messiniano superiore; — l'anticlinale di Cingoli e quella di Staffolo si trovano entrambe nell'*hanging wall* di un *thrust* piú esterno il quale è saturato dai depositi del Pliocene inferiore, zona a *G. puncticulata*; — l'anticlinale di Polverigi costituisce l'*hanging wall* di un *thrust* sepolto dai depositi del Pliocene superiore; — la culminazione piú esterna (dorsale costiera), nell'area di Porto S. Giorgio mostra una discordanza tra i depositi del Pliocene medio-superiore e quelli del Pleistocene inferiore (CANTALAMESSA *et alii*, 1989).

Per quanto riguarda i tempi piú recenti, utilizzando i dati di 56 pozzi ho costruito le carte delle isobate della base del Pliocene inferiore, medio e superiore (Fig. 4). Da queste emerge che la migrazione del depocentro dell'avanfossa, dopo l'inizio del Pliocene inferiore, è stata piuttosto esigua. Infatti nelle carte di Fig. 4 la cosa piú evidente è un depocentro longitudinale

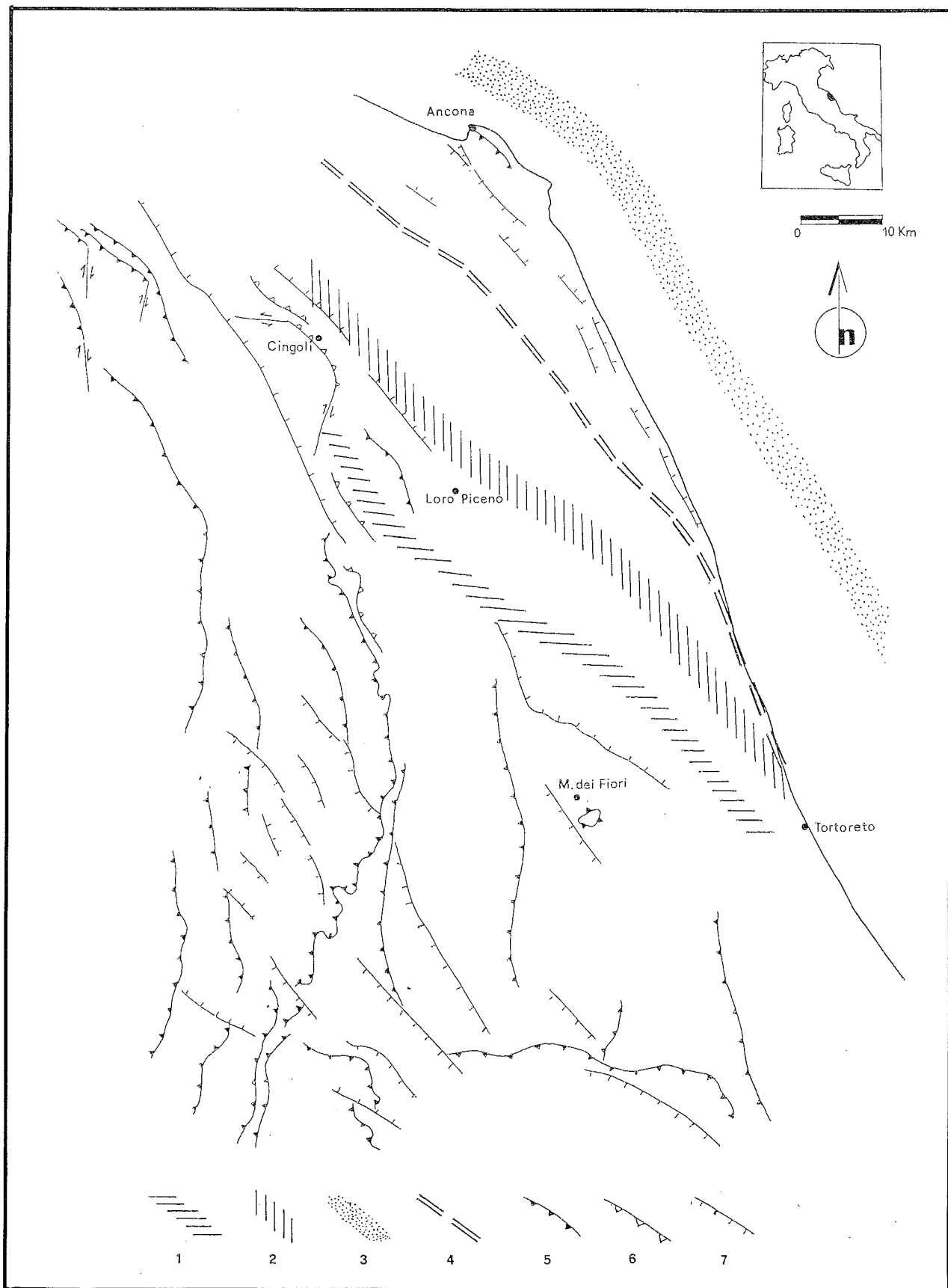
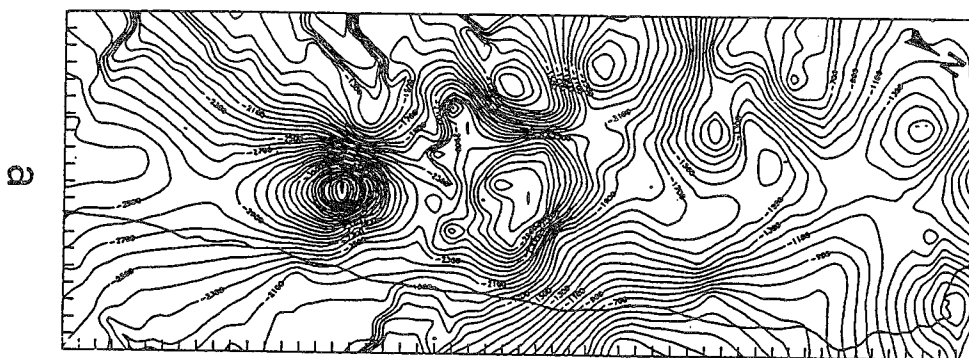
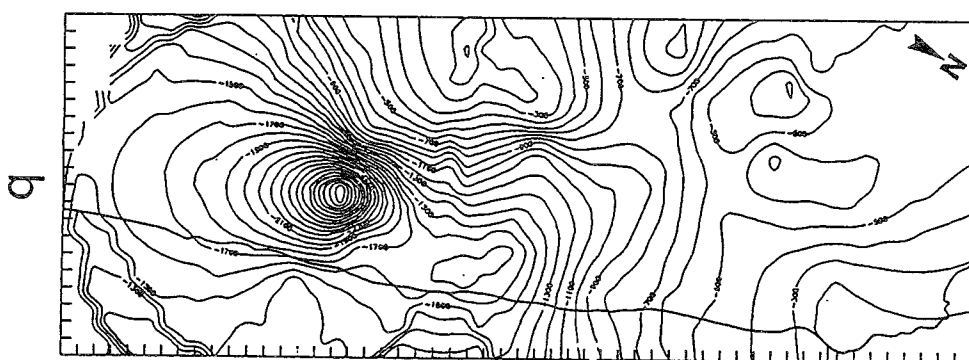


Fig. 3 - Rappresentazione schematica dell'ubicazione del margine avanfossa-avampaese 1) durante il Messiniano inferiore (pre-evaporitico), 2) durante il Messiniano superiore (post-evaporitico), 3) durante il Pliocene inferiore. 4) Ubicazione del depocentro dell'avanfossa durante il Pliocene inferiore; 5) principali sovrascorrimenti affioranti; 6) principali retroscorrimenti; 7) principali faglie dirette affioranti.

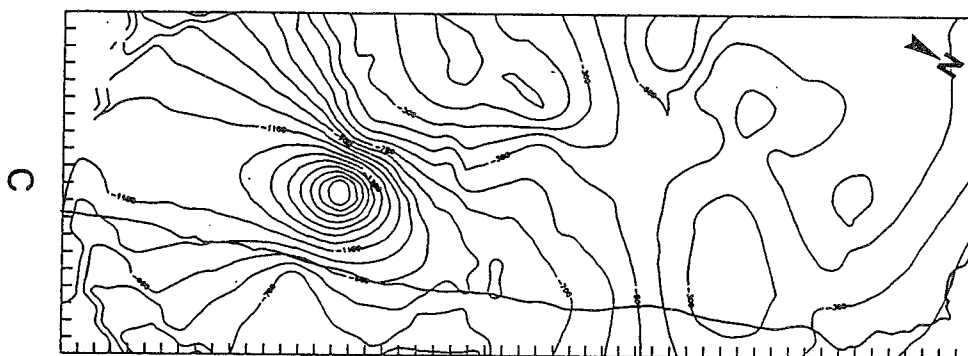
Base del Pliocene



Base del Pliocene medio



Base del Pliocene superiore



Base del Pleistocene

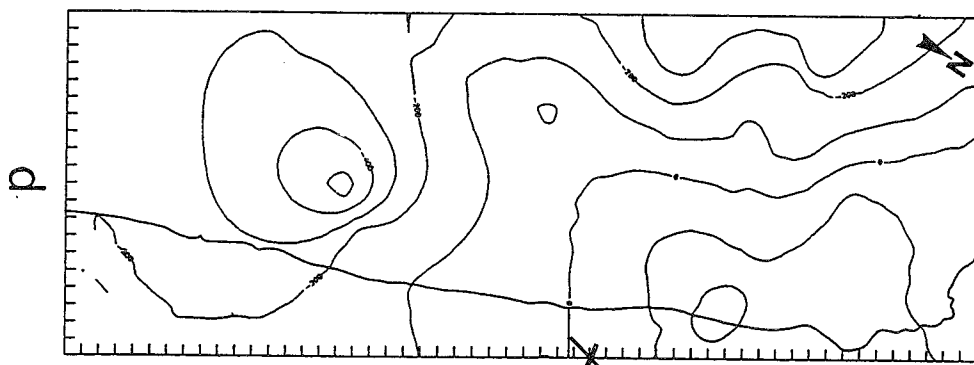


Fig. 4 - Isobate della base del a) Pliocene inferiore, b) Pliocene medio, c) Pliocene superiore, d) Pleistocene. Le isolinee in prossimità dei bordi di ciascuna carta sono estrapolate dal programma di calcolo per la mancanza di un numero sufficiente di dati di pozzo e pertanto sono solo indicative.

che si trova a profondità via via maggiori verso sud: durante tutto il Pliocene (e, come si è visto, anche in tempi precedenti) l'area anconetana si mantiene a minore profondità (zona di piattaforma in NANNI *et alii*, 1986). Nella Fig. 4a in particolare si notano alcune culminazioni orientate circa NW-SE: queste potrebbero essere dovute a strutture compressive sepolte, probabilmente sinsedimentarie e non si esclude la presenza di disarticolazioni trasversali, orientate NE-SW, che possono avere il significato di rampe laterali. Proprio queste rampe vengono riconosciute da ORI *et alii* (1991) come vie preferenziali per la messa in posto dei flussi torbidity. Da questo si evince quindi che la minore entità della compressione dopo l'inizio del Pliocene inferiore, testimoniata anche da un minore tasso di scorrimento lungo i piani dei *thrust* più orientali (CALAMITA *et alii*, 1990) si riflette sulla mancata migrazione del depocentro che è stata una caratteristica costante nei periodi precedenti.

Infine è stato eseguito un semplice calcolo per ricostruire la profondità iniziale del bacino nella porzione meridionale dell'area marchigiana esterna (a sud del Fiume Aso), utilizzando i soli depositi appartenenti al ciclo plio-pleistocenico a partire dal Pliocene medio e considerando la subsidenza dovuta al carico litostatico. Quando l'apporto di sedimenti è consistente e nell'ipotesi che non vi sia sedimentazione sopra il livello del mare, è possibile applicare la relazione $H_s = H_w(\mu_w - \mu_a) / (\mu_s - \mu_a)$ (SUPPE, 1985 pag. 22). Assumendo la densità dell'astenosfera $\mu_a = 3.3 \text{ g/cm}^3$, la densità dei sedimenti $\mu_s = 2 \text{ g/cm}^3$, la densità dell'acqua $\mu_w = 1.03 \text{ g/cm}^3$, dalla relazione precedente si ricava, in modo inverso, la profondità iniziale del paleobacino H_w facendo variare lo spessore dei sedimenti H_s da circa 2500 m a nord fino a 4500 m a sud, come osservato sul terreno. Si ottiene in tal modo una variazione della profondità iniziale del paleobacino compresa tra i 1400 e 2500 m procedendo verso sud: pertanto, anche in età plio-pleistocenica, il bacino rimaneva più profondo nella porzione meridionale.

CONCLUSIONI

Sulla base di quanto esposto sembra dimostrato che esiste una chiara corrispondenza tra il maggior tasso di scorrimento (*slip rate*) durante la costruzione della catena nel Messiniano superiore-Pliocene inferiore basale e la porzione di avampaese coinvolto nella flessurazione durante il Pliocene inferiore.

Come la flessurazione anche il sollevamento è stato maggiore nella porzione più occidentale e meridionale dell'area, i settori cioè dove maggiori sono i valori di raccorciamento ed anche l'accumulo dei sedimenti di avanfossa. I sedimenti della base del Pliocene medio si trovano oggi fino a 1100 m di quota al M. Ascensione.

Per concludere, è indiscutibile la corrispondenza tra lo *slip rate* in catena e la migrazione del margine avanfossa-avanpaese ed è quindi diretta la relazione tra costruzione e peso della catena, accumulo e peso dei sedimenti di avanfossa ed approfondimento di quest'ultima. Pertanto, in queste aree, la genesi dell'avanfossa può essere correlata direttamente alla strutturazione della catena in quanto sembra ampiamente dimostrata la stretta relazione esistente fra la sua costruzione e l'impostazione delle avanfosse.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio MARY FORD per i costruttivi confronti e suggerimenti durante lo sviluppo della ricerca, GIOVANNI DELANA e GIUSEPPE CELLO per le utili discussioni ed il contributo alla revisione del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990) - *Basin Analysis: principles and applications*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- AUTORI VARI (1987) - *Neotectonic Map of Italy* C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.
- BARCHI M., GUZZETTI F., LAVECCHIA G., LOLLI O. & BONTEMPO R. (1988) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano: 1) la sezione Trevi-Valle dell'Ambro*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 109-130.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DELANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino Tosco-Umbro-Marchigiano durante il Neogene*. Giornale di Geologia, **48**, 227-233.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DELANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W., REDOLFI M. (1992) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale CROP 3, 295-314.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M. S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, volume speciale: Atti del Convegno "Neogene thrust tectonics" (Parma, 8-9 giugno 1990), 69-86.
- CALAMITA F. & DELANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche Sabina Apennines (central Italy)*. Tectonophysics, **146**, 139-147.
- CALAMITA F. & INVERNIZZI C. (1991) - *Mesostructural analysis on the conglomerates of the outer marchean area (between M. Ascensione and S. Benedetto)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 667-673.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1982) - *Tectonic sedimentary evolution of the northern part of the Laga basin (Upper Miocene-Lower Pliocene, Central-Southern Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 221-232.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M., con la collaborazione di DI LORITO L. (1986a) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale "La Geologia della Marche", 35-55.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F., con la collaborazione di CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986b) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale "La Geologia delle Marche", 61-81.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI M., PONTONI F. & POTETTI M. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio (Ascoli Piceno, Marche)*. Geologica Romana, **24**, 359-369.
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A., DAMIANI V. (1976) - *Stratigraphy and Paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the periadriatic through. A Pilot Study*. Mem. Soc. Geol. It. **16**, 173-195.
- INVERNIZZI C. (1990) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiana esterna tra i Fiumi Esino e Tronto*. Tesi di Dottorato, Università di Perugia (sedi consorziate di Camerino, Urbino e Ancona).
- INVERNIZZI C. (1991) - *Timing of deformation in the external zone of the Umbria-Marche thrust system (Central Italy)*. Poster presentation E.U.G. VI, Strasburgo, 24-28 marzo 1991; Terra abstract, **3** (1), 365.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 161-193.
- MINELLI C. (1992) - *Structural evolution of the Perugia Massifs Area (Northern Apennines), Italy*. Ph.D. Thesis. Imperial College of London, Londra.
- NANNI T., PENNACCHIONI E. & RAINONE M.L. (1986) - *Il bacino plei-*

- stocenco marchigiano*. Atti Riunione Gruppo di Sedimentologia C.N.R., Ancona, 5-7 giugno 1986, 13-43.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (central Adriatic sea, Italy)*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 183-198.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conference, Firenze, 26-30 maggio 1991, Adriatic Foredeep Field Trip Guide Book.
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N. & ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineazioni profonde*. Mem.Soc.Geol.It., **24**, 223-242.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. Boriani, M. Bonafede G.B. Piccaro & G.B. Vai (Eds.), *The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research. Atti Conv. Lincei*, **80**, 157-176.
- PRICE R.A. (1973) - *Large scale gravitational flow of supracrustal rocks. Southern Canadian Rockies*. In: De Jong K.A. & Scholten R. (Eds.), "Gravity and Tectonics". J.Wiley & Sons, N.Y., 492-501.
- QUINLAND G.M. & BEAUMONT C. (1984) - *Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America*. Can.Journ.Earth Sc., **21**, 973-996.
- RICCI LUCCHI F. (1985) - *Sin-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland: example from the Emilia Romagna region, northern Apennines*. Int.Symp. on the Foreland Basins, Fribourg (Switzerland). Excursion Guide Book, 137-176.
- ROYDEN L. & KARNER G.D. (1984) - *Flexured lithosphere beneath Apennine and Carpatian foredeep basins: evidence for an insufficient topographic load*. A.A.P.G.Bull., **68**, 704-712.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep basin evolution*. Geology, **15**, 714-717.
- SCANDONE P., PATACCA E., MELETTI C., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1990) - *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana*. Atti del Convegno G.N.D.T., **1**, 119-135.
- SINCLAIR H.D., COACKLEY B.J., ALLEN P.A. & WATTS A.B. (1991) - *Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland*. Tectonics, **10**, 599-620.
- SUPPE J. (1985) - *Principles of structural geology*. Prentice-Hall, New Jersey, 537 p.