

## STILE DEFORMATIVO E CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE LUNGO TRE SEZIONI BILANCIATE DALL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO ALLA COSTA ADRIATICA

### RIASSUNTO

Vengono discusse tre sezioni attraverso il sistema a pieghe e sovrascorrimenti umbro-marchigiano, di età neogenica: A-A') Sezione M. Utéro-Tortoreto Lido; B-B') Sezione M. Faeto (M. Penna)-Taccoli; C-C') Sezione M. San Vicino-Ancona. La sezione B-B' attraversa l'Appennino p.d., le altre due il Pedepennino e la fascia periadriatica a partire dal fronte montuoso.

Le sezioni proposte, bilanciate e retrodeformate, sono vincolate dai dati geologici (di superficie e di sottosuolo), dall'analisi di alcuni profili sismici (relativi alla sezione C-C') e sono basate sull'assunzione di un modello deformativo di *blind-thrusting pre-thrusting* e di uno stile tettonico pellicolare. Esse hanno consentito di definire l'assetto strutturale, la cronologia della deformazione, i raccorciamenti e i tassi di *slip*.

In particolare per la sezione A-A' è stato stimato un raccorciamento di 52,5 km e un'estensione associata alle faglie normali recenti di 1,1 km. Nelle sezioni B-B' e C-C' è stato calcolato un raccorciamento, tra la ruga interna e la linea di costa, di circa 76 km.

La catena, nei settori pedepenninico e periadriatico, mostra un'età compresa tra il Messiniano superiore (6 m.a.) ed il Pliocene superiore (2 m.a.).

L'età della messa in posto dei singoli *thrust-sheets* è di circa un milione di anni e il tasso di *slip* medio è di 8 mm/y (sezione C-C') e 15 mm/y (sezione A-A'). Inoltre è stato stimato il tasso di *slip* per ognuno dei principali sovrascorrimenti.

### ABSTRACT

Three balanced sections across the neogenic Umbria-Marche folds and thrusts belt (Central Italy) have been constructed. The structural setting, the timing of deformation, the shortening and the slip rates of the thrusts have also been defined.

Starting from geological and seismic reflection data and with the aid of the blind-thrusting pre-thrusting kinematic model and thin skinned tectonic style, we draw the full-depth cross-sections.

The main results show that:

- the inferred shortening is km 52,5, km 55,1 and km 31,8 for the M. Utéro-Tortoreto Lido (A-A'), M. Faeto (M. Penna)-Taccoli (B-B') and M.S. Vicino-Conero (C-C') sections respectively.

- the structuring of the external zone of the chain (sections A-A' and C-C') has been accomplished between Upper Messinian (6 Myr) and Upper Pliocene (2 Myr);

- the activity of each thrust-sheet has been evaluated to be in the range of about 1 Myr;

- the average slip rate is 8 mm/yr for the section C-C' and 15 mm/yr for the section A-A'.

**PAROLE CHIAVE:** Appennino umbro-marchigiano, Sezioni geologiche bilanciate, Tassi di slip.

**KEY WORDS:** Umbria-Marche Apennines, Balanced cross-sections, Slip rates.

### 1. STRATIGRAFIA

L'Appennino umbro-marchigiano rappresenta la parte meridionale ed esterna dell'Appennino settentrionale e costituisce una catena neogenica a pieghe e sovrascorrimenti. Tali strutture coinvolgono una copertura sedimentaria di età compresa tra il Trias superiore ed il Pliocene, avente uno spessore massimo di 9 - 10 km, nell'area esterna.

Questa è così costituita:

a) Evaporiti del Trias superiore affioranti nell'Umbria occidentale (Calcere cavernoso *Auct.*) e riscontrate in profondità in diverse perforazioni (Perugia 1 e 2, Fossombrone 1 e Burano 1) (Anidriti di Burano); nel pozzo Perugia 2 essi sono stati attraversati per uno spessore di circa 1000 metri fino a un basamento filadico (GHELARDONI, 1962; MARTINIS & PIERI, 1964);

b) Calcere massiccio (Trias superiore-Lias inferiore) costituito da una sequenza carbonatica neritica spessa circa 800 m. Tra quest'ultimo e le Anidriti di Burano affiorano, nell'Umbria occidentale, i Calcari e Marne a *Raethavicula* (Trias superiore) con uno spessore di 100 m (PASSERI & PIALLI, 1973);

c) Alla suddetta sedimentazione di piattaforma carbonatica fa seguito, a partire dall'inizio del Lias medio, una sedimentazione pelagica nell'ambito di un bacino creato da una subsidenza differenziata in relazione allo smembramento tettonico della piattaforma carbonatica (connesso con il generale assottigliamento del paleomargine continentale africano). Si riconoscono due principali successioni giurassiche (principalmente calcaree e calcareo-selcifere), costituite rispettivamente dalle seguenti unità: Corniola, Rosso ammonitico, Calcari e marne del Sentino/Marne del M. Serrone, Calcari e marne a Posidonia, Calcari diasprini umbro-marchigiani ("Successione completa" con spessore fi-

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" - Roma.

(\*\*\*) FIAT R.L.M.I. - Milano.

no a 700 m, depostasi nelle parti più depresse del bacino); Formazione del Bugarone ("Successione condensata", spessa 30 - 40 m, di alto strutturale). Al rapido approfondimento degli alti strutturali, nel corso del Giurassico, sono imputabili le "Successioni composte" (CENTAMORE *et al.*, 1986 e opere citate).

Con la deposizione delle micriti della Maiolica (età Totonico superiore-Cretaceo inferiore; spessore 50 - 400 m), la sedimentazione pelagica diventa più uniforme. Le successive unità, Marne a Fucoidi (80 - 100 m), Scaglia bianca (15 - 40 m), Scaglia rossa (100 - 500 m), Scaglia variegata (20 - 30 m), Scaglia cinerea (100 - 200 m), Bisciario (20 - 100 m), Formazione marnosa umbra (170 m), Schlier (spessore variabile fino

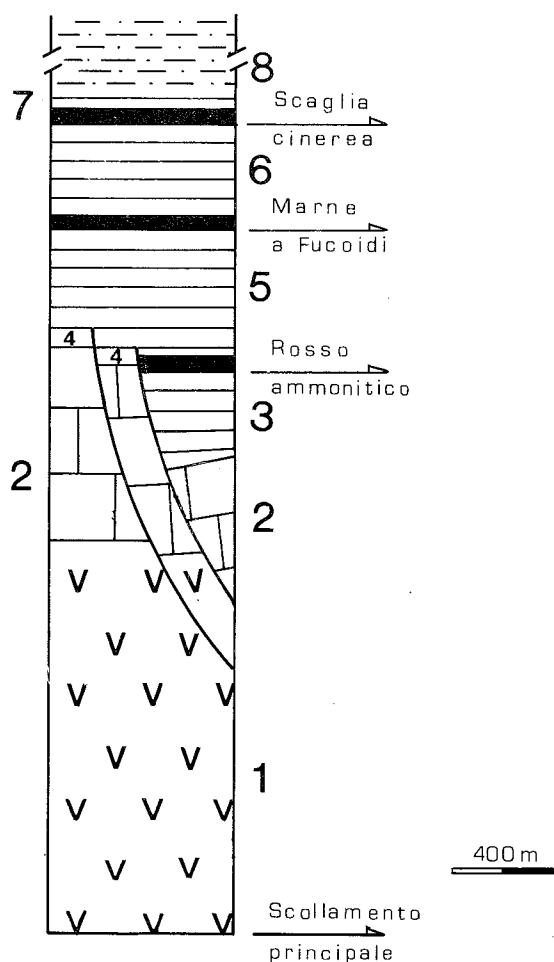


Fig. 1 - Schema stratigrafico della successione mesozoico-miocenica dell'Appennino umbro-marchigiano. 1) Anidriti di Burano (Trias superiore); 2) Calcarei e Marne a *Raethavicula* e Calcare massiccio (Trias superiore-Lias inferiore); 3) Corniola, Rosso ammonitico e/o Calcarei e marne del Sentino (Sinemuriano superiore-Aaleniano); 4) Formazione del Bugarone (Pliensbachiano- Totonico inferiore nelle "Successioni condensate"); 5) Calcarei e marne a Posidonia, Calcarei diasprini umbro-marchigiani, Maiolica, Marne a Fucoidi (Bajociano-Cenomaniano inferiore); 6) Scaglia bianca, rossa e cinerea (Cenomaniano medio-Oligocene); 7) Bisciario, Schlier, Marne con cerroigna, Marne a Pteropodi (Aquitaniiano-Messiniano *p.p.*); Depositi torbiditici silicoclastici (Burdigaliano *p.p.* - Messiniano).

a 300 m), Marne con cerroigna (spessore variabile fino a 600 m), Marne a Pteropodi (50 - 60 m) del Cretaceo inferiore-Messiniano inferiore, hanno un contenuto argilloso crescente fino a rappresentare una sedimentazione emipelagica (Fig. 1).

Nelle aree prossime alla Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese si rinvengono, nelle unità pelagiche, importanti intercalazioni di materiale calcareo-clastico.

d) Torbiditi marnoso-arenacee, calcaree e arenaceo-conglomeratiche, gessareniti, Formazione gessoso-solfifera, depositi ipoalini, di spessore complessivo variabile fino a 3500 m (di età Burdigaliano *p.p.*-Pliocene inferiore, procedendo dall'Umbria occidentale all'area marchigiana esterna).

Le tre principali unità fisiografiche in cui può essere suddiviso l'Appennino umbro-marchigiano (Preappennino umbro, Appennino p.d. e Pedappennino marchigiano) sono caratterizzate da altrettante successioni torbiditiche di avanfossa, differenti come caratteri sedimentologici, petrografici ed età (Fig. 2). Ad occidente, nel Preappennino umbro, al di sopra della Formazione marnosa umbra e dello Schlier, si rinviene la Formazione marnosa-arenacea (Burdigaliano *p.p.*-Tortoniano inferiore), una unità torbiditica caratterizzata da un apporto principale terrigeno, di provenienza nord-occidentale, e da apporti secondari di tipo calcareo-organogeno, di provenienza sud-orientale, calcareo-organogeno e terrigeno di provenienza occidentale e sud-occidentale (RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; CENTAMORE *et al.* 1978).

Il depocentro della sedimentazione si è spostato nel tempo verso Est, dall'area dei massicci perugini, alla riva umbra del Tevere, all'area di Gubbio, all'area di Pian della Serra (MENICHETTI & PIALLI, 1986), dove in uno stretto bacino residuo si sono deposte a chiusura le Arenarie di M. Vicino (CENTAMORE *et al.* 1978).

Nell'Appennino p.d. le locali successioni torbiditiche silicoclastiche, evaporitiche (Gessoso-solfifera) e ipoaline (Argille a Colombacci) affioranti, sono il prodotto di una sedimentazione in "bacini minori" allungati in senso appenninico e isolati tra loro ("conoidi affogate", RICCI LUCCHI, 1975). Esse sono note come Arenarie di Urbania, Arenarie di Urbino, Arenarie di Pietrarubbia, Arenarie di Serraspino, Arenarie di S. Donato-Cantia, Arenarie di M. Turrino, Arenarie di Camerino (CANTALAMESSA *et al.*, 1986 e opere citate). La base è costituita dalle emipelagiti dello Schlier o, localmente, dalla Formazione marnoso-arenacea e l'età va dal Tortoniano basale al Messiniano *p.p.*

Nell'area pedeappenninica l'unità torbiditica più importante è rappresentata dalla Formazione della Laga (deposta nel Messiniano nel più grande dei "bacini minori" umbro-marchigiani) a Sud; minori bacini torbiditici messiniani sono quelli di Montecalvo in Foglia - Isola del Piano e di Monte Luro-Monte delle Forche a nord.

La Formazione della Laga è suddivisa in tre membri (CANTALAMESSA *et al.*, 1986 e opere citate), preevaporitico, evaporitico e postevaporitico; essa presenta

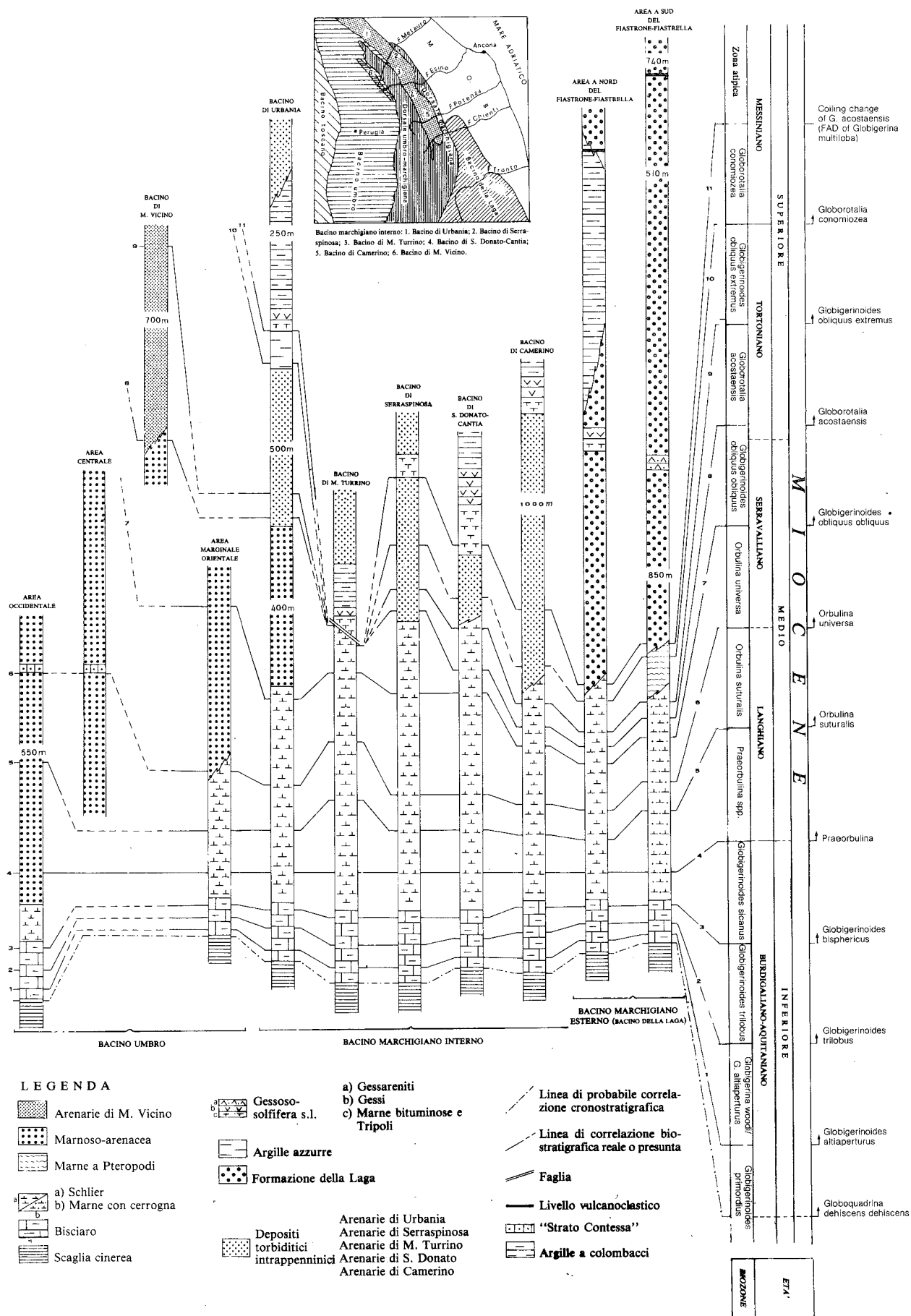


Fig. 2 - Successioni mioceniche nell'Appennino umbro-marchigiano e correlazioni biostratigrafiche (da MICARELLI & POTETTI, 1985). La scala della Scaglia cinerea, del Bisciario, dello Schlier, delle Marne a Pteropodi e delle Marne con cerroigna è 1:7.500, quella delle altre unità è 1:15.000.

alla base rapporti di eteropia con lo Schlier e le Marne a Pteropodi e, nella parte mediana e superiore, con la Formazione gessoso-solfifera e con le Argille a Colombacci.

Nella porzione orientale del Bacino della Laga, già all'altezza di Loro Piceno, mancano i membri preevaporitico e evaporitico, mentre quello postevaporitico giace direttamente sulla Formazione gessoso-solfifera (INVERNIZZI 1990), a testimonianza di una migrazione verso Est del depocentro dell'avanfossa.

Un'ulteriore migrazione del depocentro si verifica nel Pliocene inferiore, con la sedimentazione della Formazione del Cellino, al di sotto della quale sono stati rinvenuti in sondaggio peliti con livelli gessiferi (Formazione gessoso-solfifera) (CASNEDI, 1983).

Al di sopra del membro postevaporitico della Formazione della Laga si rinvengono, nella parte meridionale del Bacino, le Marne del Vomano, interpretate come facies di scarpata, eteropiche della Formazione del Cellino (CENTAMORE *et al.*, in stampa).

Nell'area pedeappenninica settentrionale, a Nord della dorsale di Cingoli, i depositi pelitici e torbiditici del Pliocene inferiore *p.p.* (riferibili alla sequenza P1A di CANTALAMESSA *et al.*, 1986) affiorano fino in prossimità del fronte montuoso (Fig. 3). Tali depositi sono a luoghi discordanti sulle Argille a Colombacci (CALAMITA *et al.*, 1990).

Nella più esterna fascia periadriatica affiora una successione marina plio-pleistocenica in discordanza sugli elementi della catena nella parte più occidentale e coinvolta, anche se blandamente, nella deformazione lungo la zona costiera.

In particolare, ad oriente di Cingoli, tale successione inizia con sedimenti pelitici (Pliocene inferiore-zona a *G. puncticulata*) nei quali si intercalano livelli arenacei e arenaceo-conglomeratici. Questi, correlabili con il P1B di CANTALAMESSA *et al.*, (1986), sono in discordanza sui sottostanti depositi del Pliocene inferiore (zona a *G. puncticulata*-parte bassa). Tra Cingoli e Polverigi la successione, comprendente anche i terreni, prevalentemente pelitici, dal Pliocene medio al Pleistocene inferiore, ha una giacitura monoclinale con immersione a NE. Nell'anticlinale di Polverigi ritornano in affioramento i terreni del Pliocene inferiore e medio sui quali sono in discordanza quelli del Pleistocene inferiore (COLALONGO *et al.*, 1979; CELLO & COPPOLA, 1984). L'analisi dei profili sismici e i dati geologici di sottosuolo hanno messo in evidenza che sono i terreni del Pliocene superiore che suturano il *thrust-sheet* di Polverigi.

Analoghe lacune o condensazioni si riscontrano nelle altre culminazioni che caratterizzano la fascia periadriatica (M. Conero - CELLO & COPPOLA, 1984 e Porto S. Giorgio - CANTALAMESSA *et al.*, 1988).

Nel bordo sud-occidentale della fascia periadriatica la successione (P2 in CANTALAMESSA *et al.*, 1986) inizia con i depositi trasgressivi e discordanti del Pliocene inferiore sommitale sulla Formazione della Laga tra Loro Piceno e Force, sulle Marne del Vomano e sulla Formazione del Cellino a Sud, dove sono via via

più recenti fino al Pliocene superiore (CRESCENTI *et al.*, 1980).

Nella zona meridionale della fascia periadriatica, la successione si caratterizza per la presenza di importanti livelli arenacei e conglomeratici (M. dell'Ascensione, Rotella, Castignano ecc., in CANTALAMESSA *et al.*, 1986) e per il notevole spessore che raggiunge i 1800 m, nel pozzo Vibrata 1.

In prossimità della costa affiorano sabbie, ghiaie e conglomerati che costituiscono i depositi di tetto, da litorali a fluvio-lacustri, della successione plio-pleistocenica.

## 2. CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE

Nei settori pedeappenninico e periadriatico della catena marchigiana è presente, tra Cingoli e la costa adriatica, una successione pressochè continua dal Messiniano al Pleistocene inferiore descritta nel capitolo 1. E' nell'intervallo Messiniano (6 m.a.) - Pliocene superiore (2 m.a.) che si costruisce questa porzione della catena appenninica; pertanto lo studio della suddetta successione (in affioramento, attraverso i dati di pozzo e tramite l'interpretazione dei profili sismici) consente di stabilire la cronologia delle deformazioni.

Vengono qui sintetizzati i principali risultati relativi a questo argomento raggiunti da CALAMITA *et al.* (1990) nell'area della sezione C-C'.

- La definitiva messa in posto del sovrascorrimento dei M. Sibillini è avvenuta nel Messiniano superiore.

- La deformazione è principalmente in sequenza normale verso l'esterno. Infatti è il Pliocene inferiore-zona a *G. Puncticulata*, che post-data il sovrascorrimento di Cingoli, mentre sono i depositi del Pliocene medio che suturano i sovrascorrimenti tra Cingoli e Polverigi. Infine la strutturazione della catena all'altezza di Polverigi è postdatata dal Pliocene superiore.

- Il settore di catena tra il fronte montuoso e l'area di Polverigi si è pertanto costruito in un intervallo di tempo di circa 4 m.a. (tra il Messiniano superiore e il Pliocene superiore), con una età media di messa in posto dei singoli *thrust-sheets* di circa 1 m.a.

Per quanto riguarda la cronologia della deformazione nella porzione meridionale dei settori della catena suddetti, in quello pedeappenninico la lacuna stratigrafica, estesa a quasi tutto il Pliocene inferiore, non consente un'attribuzione cronologica precisa. Ad oriente della Montagna dei Fiori, invece, la deformazione è chiusa dal Pliocene medio (età dei depositi trasgressivi, discordanti sulle Marne del Vomano del Pliocene inferiore coinvolte nella deformazione: CRESCENTI *et al.* 1980, CENTAMORE *et al.*, in stampa).

Nella fascia costiera, infine la deformazione è chiusa dai sedimenti del Pleistocene inferiore (CANTALAMESSA *et al.* 1988).

Nella Fig. 4 sono riportati la cronologia della deformazione, i raccordi ed il tasso di *slip* relativi

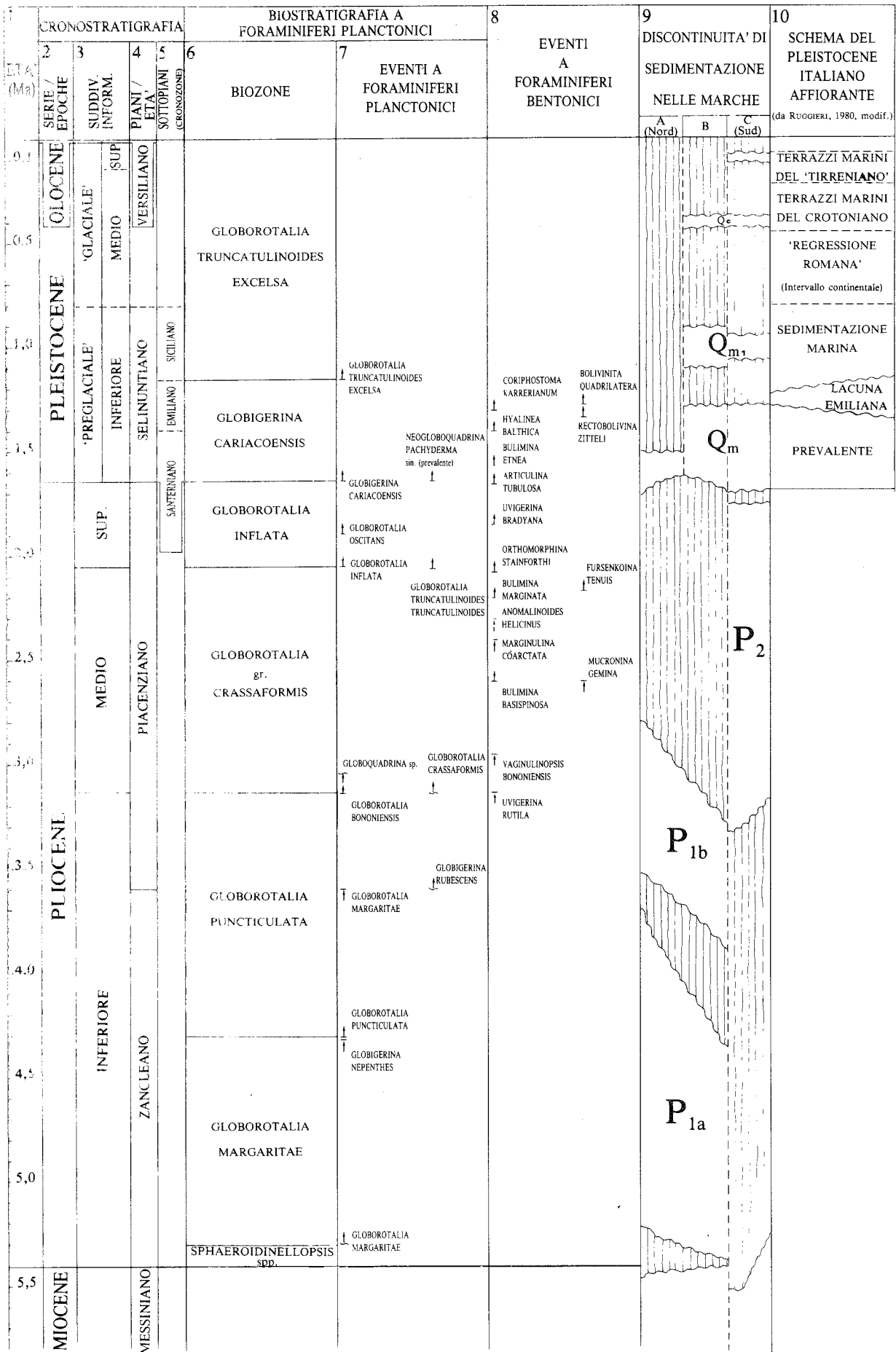


Fig. 3 - Schema stratigrafico del Plio-Pleistocene marchigiano (da CANTALAMESSA *et al.*, 1986).

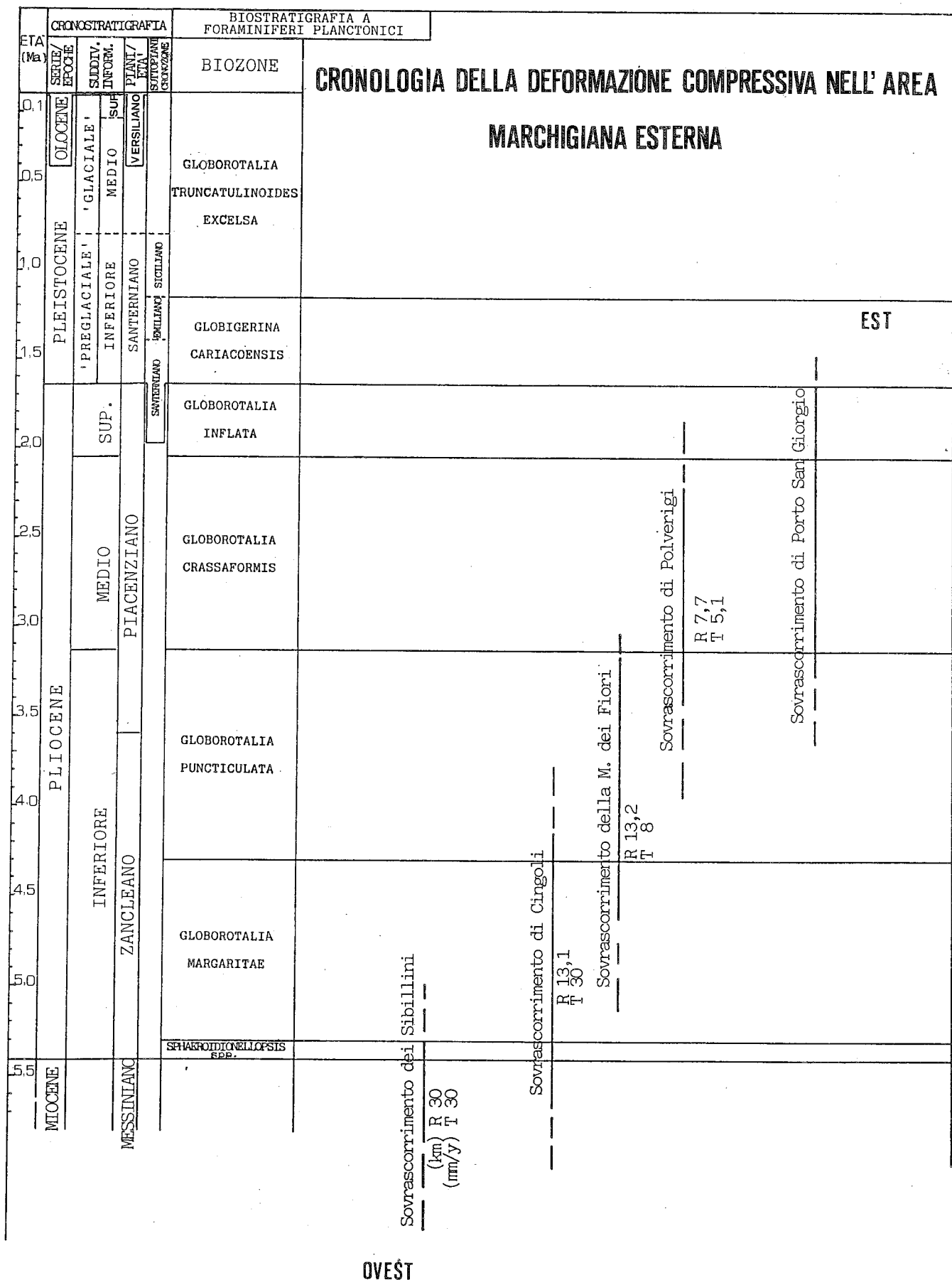


Fig. 4 - Schema della cronologia dei principali sovrascorrimenti: R = raccorciamento; T = tasso di slip.

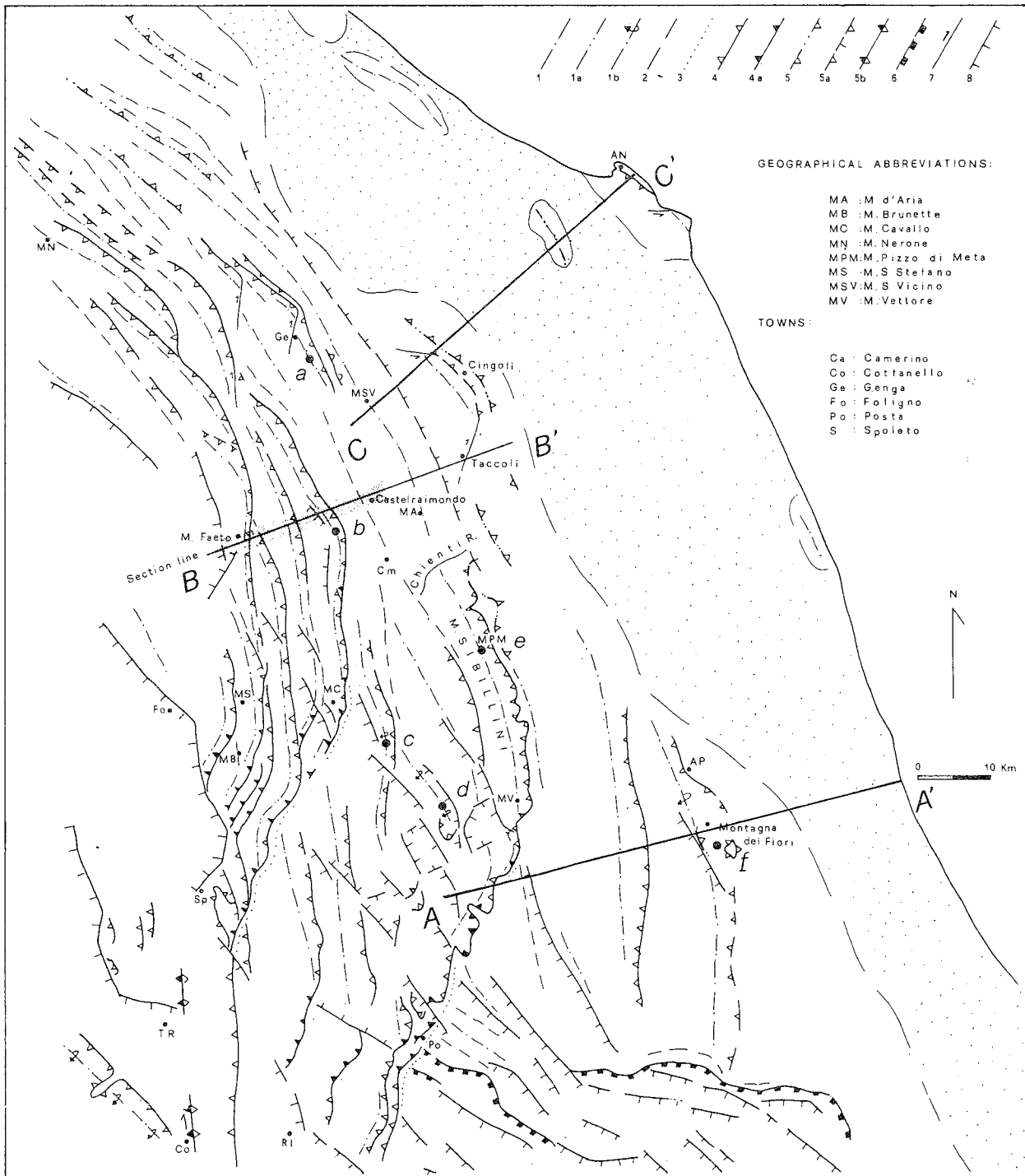


Fig. 5 - Schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano, da CALAMITA (1990, modificato). 1) macro-anticlinale; 1a) macro-anticlinale con il fianco esterno intensamente tettonizzato; 1b) macro-anticlinale con il fianco esterno rovesciato; 2) sinclinale; 3) andamento assiale di pieghe minori vicino al fronte del sovrascorrimento; 4) sovrascorrimento; 4a) sovrascorrimento transpressivo e/o rampa laterale-obliqua; 5) retroscorrimento; 5a) faglia normale preesistente (probabilmente messiniana) riattivata come retroscorrimento nel tetto del sovrascorrimento della struttura di Cingoli, sepolto sotto la successione del Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia puncticulata*); 5b) retroscorrimento in zona triangolare; 6) fronte del sovrascorrimento della Piattaforma laziale-abruzzese; 7) faglia di strappo transpressiva; 8) faglia normale recente. Nell'area marchigiana esterna, la catena è sepolta sotto i depositi plio-pleistocenici (area puntinata); a) struttura di Genga; b) struttura di M. Primo; c) struttura di M. Fema; d) struttura di M. Patino; e) struttura di Pizzo di Meta; f) struttura della Montagna dei Fiori.

ai principali sovrascorrimenti delle sezioni A-A' e C-C'.

### 3. DESCRIZIONE DELLE SEZIONI <sup>(1)</sup>

Nello schema strutturale di Fig. 5 sono ubicate le sezioni proposte per l'Appennino umbro-marchigiano. La più occidentale (sezione B-B') attraversa l'Appennino *p.d.* da M. Faeto (M. Penna) a Taccoli, cioè dal bordo orientale del Preappennino umbro (Formazione marnoso-arenacea) al Pedepennino marchigiano (Formazione della Laga). Le sezioni C-C' e A-A' attraversano il Pedepennino e la più orientale fascia periadriatica, dal fronte montuoso alla linea di costa. Nella più settentrionale (M. San Vicino-Ancona che rappresenta la prosecuzione della sezione B-B') ricadono la struttura di Cingoli e le culminazioni costiere di Polverigi e del M. Conero nell'ambito della successione plio-pleistocenica. La più meridionale attraversa la M.gna dei Fiori e raggiunge la linea di costa all'altezza di Tortoreto.

La sezione B-B', già pubblicata (CALAMITA 1990), è stata rielaborata ad una scala di maggior dettaglio e retrodeformata; la sezione C-C', in parte già pubblicata (CALAMITA *et al.*, 1990), è stata estesa fino alla linea di costa e retrodeformata. Per maggiori dettagli si rimanda pertanto ai lavori citati.

#### 3.1 SEZIONE M.FAETO-TACCOLI

##### 3.1.1. DATI GEOLOGICI DI SUPERFICIE

Nell'area interessata dalla sezione pieghe e sovrascorrimenti portano in affioramento la successione umbro-marchigiana fino al Calcarea massiccio. Da Ovest verso est si incontrano: l'anticlinale di M. Penna ad andamento assiale circa N-S, una delle periclinali "en échelon" che costituiscono la "ruga interna" (SCARSELLA, 1951); l'anticlinale di M. Pennino che mostra una netta immersione assiale settentrionale; le anticlinali di Fiuminata, di M. Castel S. Maria, di M. San Vicino e di Taccoli. Tra queste ultime, le prime due hanno una blanda immersione assiale a NW, quella di M. S. Vicino ha una continuità assiale regionale, mentre quella di Taccoli rappresenta la porzione meridionale della struttura di Cingoli, complicata da una faglia transpressiva destra ad andamento N10°E.

Le suddette strutture mostrano, in genere, creste piatte e fianchi orientali da verticali a blandamente rovesciati nei termini della successione pelagica; i fianchi occidentali invece hanno pendenze attorno a 40° - 50°. Esse sono in rapporto di sovrascorrimento a vergenza orientale: le superfici di sovrascorrimento sono

evidenziate da zone di taglio seguibili nei terreni terziari che affiorano nelle depressioni interposte tra le anticlinali stesse.

Tra l'anticlinale di M.S. Vicino e quella di M. Castel S. Maria affiorano i depositi tortoniano-messiniani del bacino di Camerino, coinvolti in strutture plicative minori. Altre pieghe minori coinvolgono la successione affiorante al di sopra del Calcarea massiccio e sono riferibili a livelli di scollamento ubicati in corrispondenza della Scaglia cinerea, delle Marne a Fucoidi o del Rosso ammonitico.

Sul fianco orientale dell'anticlinale di M.S. Vicino una faglia normale, immergente a NE, è rilevabile nell'ambito della successione terziaria.

##### 3.1.2. MODELLO DEFORMATIVO E STILE TETTONICO

Per l'estrapolazione in profondità della geologia di superficie è necessario un modello deformativo basato sullo stile del piegamento e sui rapporti geometrici e genetici tra le pieghe e i sovrascorrimenti.

Nella catena a pieghe e sovrascorrimenti umbro-marchigiana le macroanticlinali mostrano in genere creste piatte e fianchi orientali da verticali o blandamente rovesciati a marcatamente rovesciati nei soli termini della successione pelagica. Tali fianchi sono in rapporto di *blind-thrusts* ad alto o a basso angolo con gli strati da suborizzontali a blandamente pendenti (30° - 50°) del Calcarea massiccio (Fig. 6). Sulla base di tali rapporti, CALAMITA (1990) ha proposto per le macroanticlinali due modelli di sviluppo (Fig. 7 e 8), nei quali le pieghe della successione pelagica recuperano in modo continuo il dislocamento dei *blind-thrusts* coinvolgenti il sottostante Calcarea massiccio e verosimilmente le evaporiti triassiche.

Tali macroanticlinali sono a loro volta sovrascorse, su piani di sovrascorrimento a basso angolo, successivi pertanto al piegamento stesso.

Durante questo momento di sovrascorrimento di tutta la successione le macroanticlinali possono cambiare il loro profilo (Fig. 9 e 10). Sulla base dei rapporti geometrici tra gli elementi delle macroanticlinali e i piani di sovrascorrimento è possibile considerare per questi ultimi le traiettorie schematizzate nelle Fig. 11 e 12, senza escludere traiettorie indipendenti dalle macroanticlinali.

In sintesi il modello deformativo prevede due momenti: il primo per *blind-thrusting* con sviluppo di macroanticlinali nella sola successione pelagica; il secondo per *thrusting* di tutta la successione. Tali momenti si susseguono in sequenza normale dall'interno verso l'esterno.

Per l'estrapolazione in profondità delle strutture superficiali è stato utilizzato uno stile tettonico pelli-colare, ubicando il livello di scollamento principale alla base delle evaporiti triassiche. Analoga assunzione è utilizzata da BALDACCINI *et al.* (1967), KOOPMANN (1983), LAVECCHIA (1985), BALLY *et al.* (1985), CALAMITA & DEIANA (1986), DE FEYTER *et al.* (1986), LAVECCHIA *et al.* (1987), CALAMITA (1990). Tale scollamento è posto ad una profondità di 10 - 12 km, se-

(1) La sezione M.Faeto-Taccoli è a cura di F. CALAMITA.

La sezione M.S. Vicino-Ancona è a cura di F. CALAMITA, G. CELLO e W. PALTRINIERI.

La sezione M.Utéro-Tortoreto lido è a cura di F. CALAMITA, E. CENTAMORE, G. DEIANA, W. PALTRINIERI e M. RIDOLFI.





Fig. 6 - Fianco orientale, da verticale a rovesciato, della anticlinale di Genga (da CALAMITA, 1990). Gli strati sub-orizzontali del Calccare massiccio (Cm) sono in contatto tettonico con la Maiolica (Ma) lungo il sovrascorrimento cieco ad alto angolo (U-T). Questo è confinato al di sotto della successione pelagica: Maiolica (Ma), Marne a Fucoidi (Mf) e Scaglia rossa (Sr). La foto è scattata da SE.

condo l'interpretazione proposta dall'AGIP per la profondità del "basamento magnetico" (ARISI ROTA & FICHERA, 1985). La stessa profondità è stata utilizzata in BALLY *et al.*, (1986) e CALAMITA & DEIANA, (1986).

### 3.1.3. DISCUSSIONE DELLA SEZIONE

Partendo dalla geologia di superficie, dal modello deformativo proposto e dallo stile tettonico utilizzato è stata eseguita la sezione M. Faeto-Taccoli (Tav. I). Il sovrascorrimento dei M. Sibillini, che caratterizza il fronte montuoso dell'Appennino umbro-marchigiano a sud del F. Chienti, qui non è affiorante in quanto è mascherato da un elemento delaminato dal suo *foot-wall* (vedi sezione C-C'); ad esso è stato attribuito un significato regionale.

A minori motivi di delaminazione viene imputata la mancanza delle unità mioceniche nel *foot-wall* di alcuni sovrascorrimenti più interni secondo lo schema di Fig. 13 che rappresenta un particolare della sezione M. Faeto-Taccoli.

Le faglie normali recenti sono listricate in profondità sui piani di sovrascorrimento con conseguente inversione di questi ultimi. Nelle sezioni retrodeformate di Tav. I e Fig. 13 è possibile osservare come le traiettorie dei sovrascorrimenti risultano dislocate retrodeformando i sovrascorrimenti ciechi.

## 3.2. SEZIONE M.S. VICINO-ANCONA

### 3.2.1. DATI GEOLOGICI DI SUPERFICIE, DI SOTTOSUOLO E GEOFISICI

Questa sezione è sulla prosecuzione della sezione B-B', con un tratto di sovrapposizione comprendente le anticlinali di M.S. Vicino e di Cingoli ad andamento assiale NNW-SSE. Anche in quest'ultima affiora la successione umbro-marchigiana fino al Calccare massiccio; essa inoltre mostra due faglie transpressive che ne delimitano la culminazione: la settentrionale ha un andamento N110° ed un carattere sinistro, la meridionale una direzione N10°E e un carattere destro. Le altre strutture anticlinali interessate dalla sezione sono quella di Strada, con nucleo affiorante costituito dallo Schlier, la culminazione di Polverigi, i cui terreni del Pliocene inferiore e medio sono ricoperti in discordanza da quelli del Pleistocene inferiore e la culminazione costiera del M. Conero, nella quale affiorano i terreni mesozoici fino alla Maiolica e dove è presente una discordanza analoga a quella di Polverigi.

Nell'area di Cingoli affiorano le peliti con intercalati livelli arenacei e conglomeratici del Pliocene inferiore. Queste hanno rapporti di *on-lap* con la scaglia paleogenica dell'anticlinale di Cingoli, come è ben osservabile lungo la Valle del Musone, dove il Pliocene inferiore è rappresentato dalla zona a *G. puncticulata* - parte bassa. Esse inoltre sono in discordanza sui

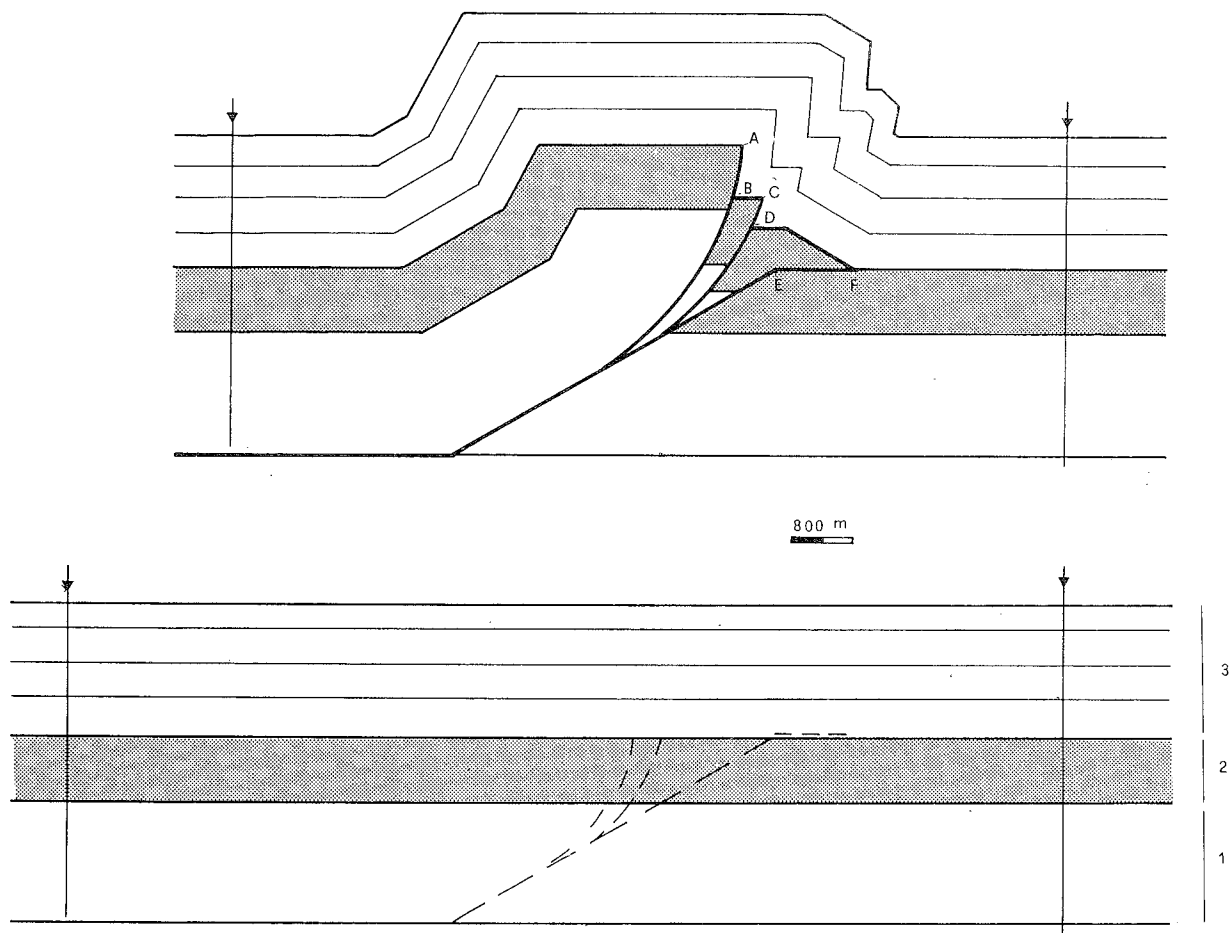


Fig. 7 - Modello cinematico per lo sviluppo di macroanticlinali con il fianco esterno da verticale a debolmente rovesciato (da CALAMITA, 1990). Esso prevede la contemporaneità dei seguenti fenomeni:  
 1) il coinvolgimento delle evaporiti triassiche "1" e del Calcare massiccio "2" nel *blind thrust* a basso angolo avente il *tip point* nel punto F;  
 2) lo scollamento in retro-vergenza della successione pelagica "3" (tra i punti A e F);  
 3) lo sviluppo di *blind thrusts* ad alto angolo, confinati al di sotto dello scollamento retrovergente, sulla rampa principale.

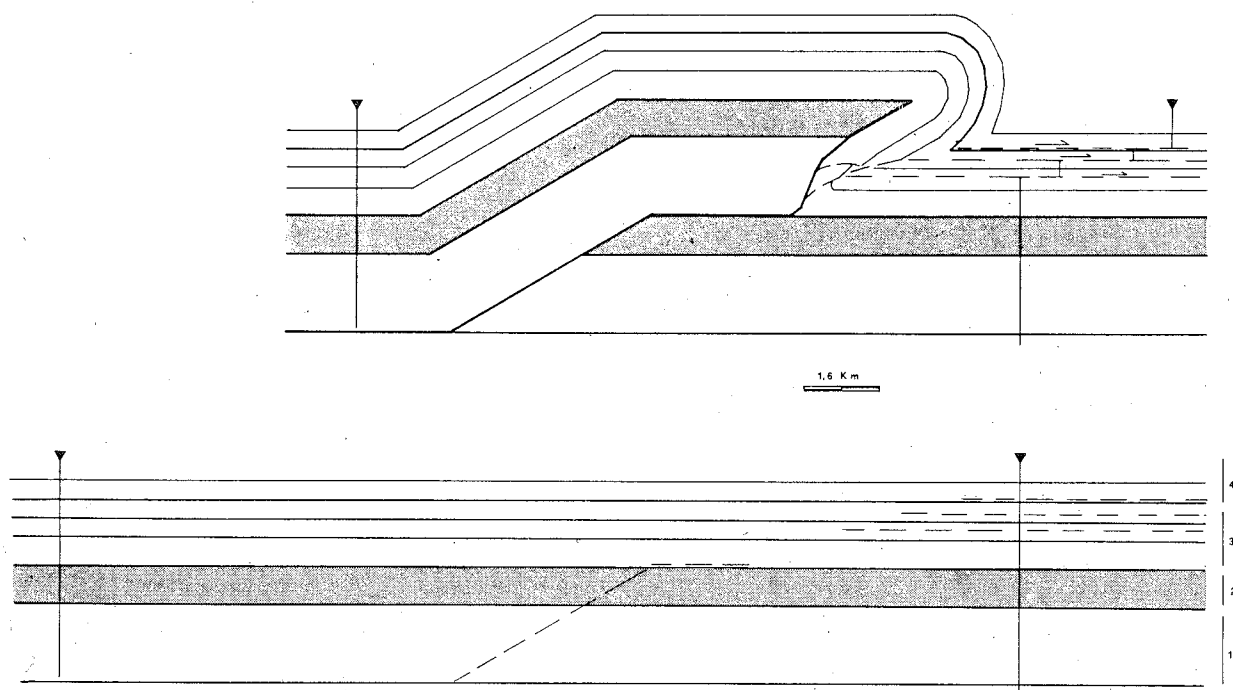


Fig. 8 - Modello cinematico per lo sviluppo di macroanticlinali con il fianco esterno marcatamente rovesciato. Pieghe minori sviluppate nella successione meno competente "3" durante lo stadio iniziale del *blind thrusting*, possono essere annullate lungo il fianco rovesciato, in genere tettonicamente assottigliato (da CALAMITA, 1990).

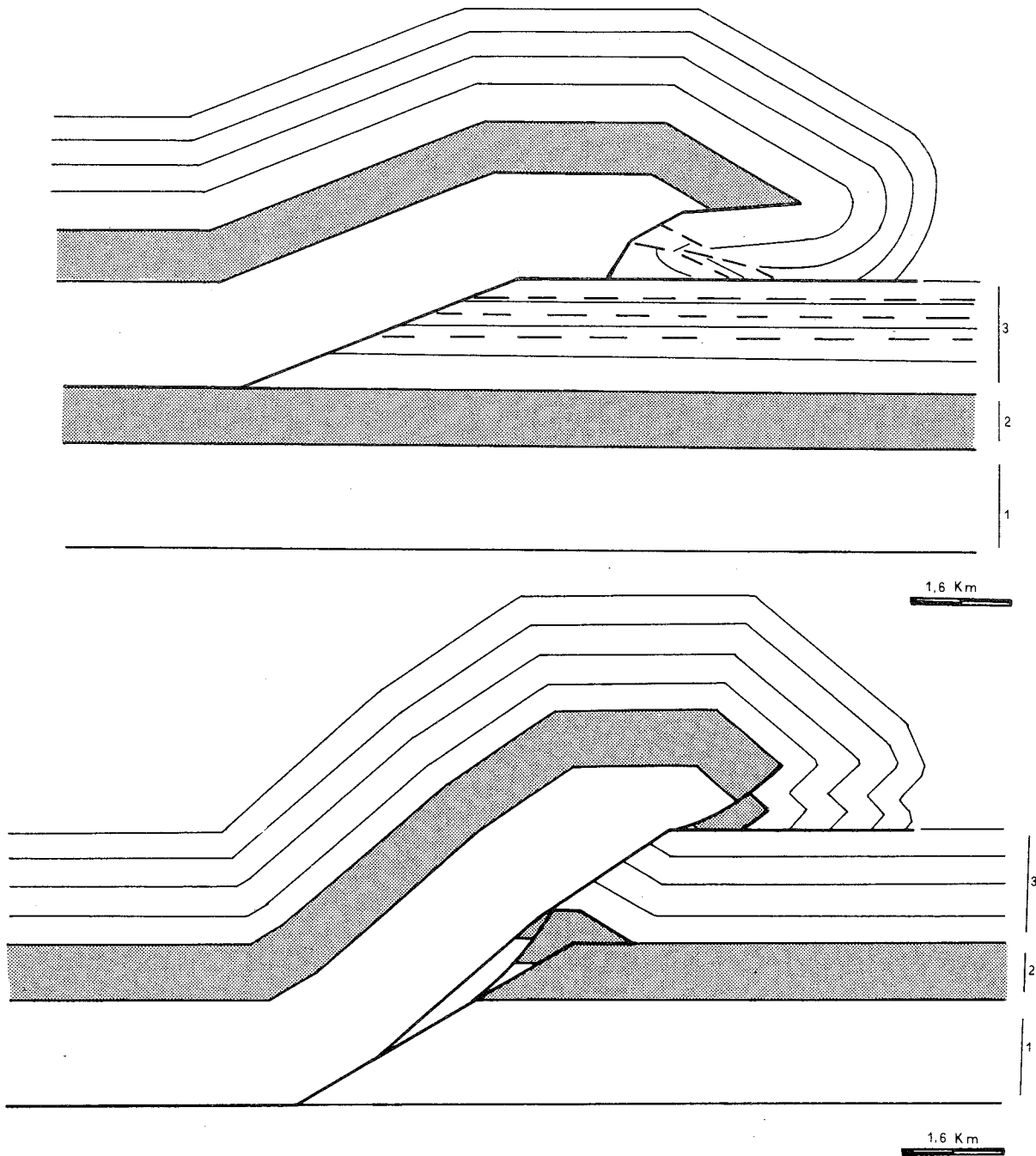


Fig. 9 e 10 - Schemi mo­stranti come pre-esistenti macroanticlinali (Fig. 7 e 8) possono modificare il profilo durante il *thrusting* di tutta la successione: nel superamento della rampa o nel ripiegamento della superficie del sovrascorrimento (da CALAMITA, 1990).

conglomerati messiniani i quali, tra Avenale e Cingoli, sul fianco orientale della struttura, sostituiscono le Argille a Colombacci (CARLONI, 1964). Tali conglomerati sono a contatto tettonico con la Scaglia cinerea lungo una faglia immergente a NE, mo­strante un movimento normale seguito da uno inverso.

I loro caratteri sedimentologici e petrografici suggeriscono una iniziale elaborazione in ambiente ad alta energia, verosimilmente subaereo ed un'area di alimentazione prossimale individuabile nella stessa struttura di Cingoli.

Sui fianchi dell'anticlinale di Strada è osservabile una discordanza all'interno dei depositi del Pliocene inferiore - zona a *G. puncticulata* (CALAMITA *et al.*, 1990).

Ad oriente, nelle aree interposte tra quest'ultima struttura e le successive culminazioni di Polverigi e del Conero, i pozzi (vedi stratigrafia in CALAMITA *et al.*, 1990) evidenziano la presenza di tutto il Pliocene.

Per quanto riguarda la struttura del Conero, questa è caratterizzata dalla presenza di sovrascorrimenti nell'ambito dei terreni del Miocene-Pliocene inferiore, come ben osservabile in affioramento lungo la falesia

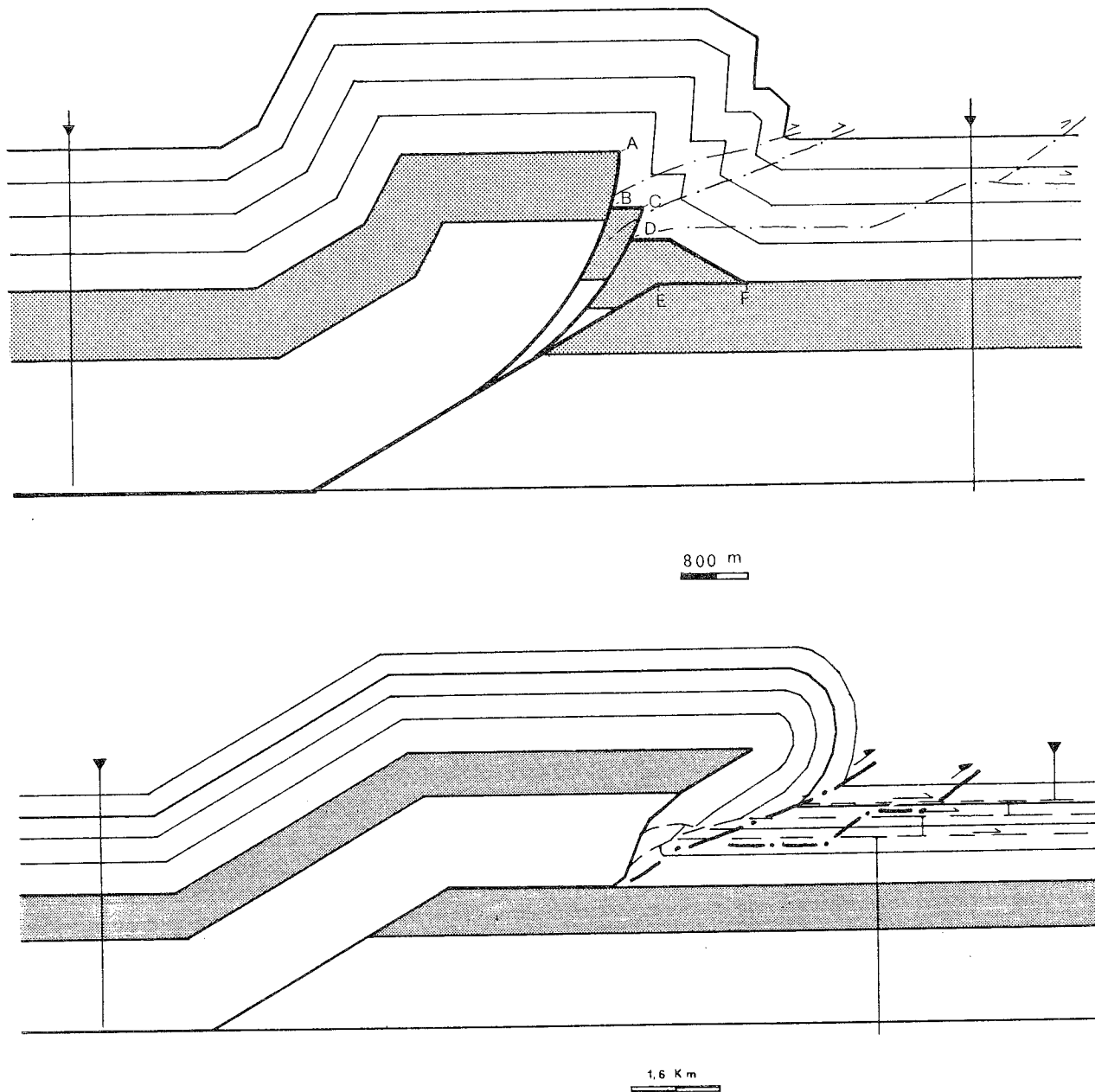


Fig. 11 e 12 - Possibili traiettorie dei piani di scorrimento (linee tratto-punto) nella successione pelagica (da CALAMITA, 1990).

a Nord di Portonovo.

I profili sismici (Fig. 14, 15, 16 e 17), assieme ai dati di pozzo, hanno permesso di definire la strutturazione anche al di sotto della successione plio-pleistocenica e le sequenze di chiusura dei sovrascorrimenti che hanno consentito la cronologia della deformazione. Da W verso E sono stati messi in evidenza: il sovrascorrimento del M.S. Vicino (sovrascorrimento dei M. Sibillini), il sovrascorrimento di Cingoli, quelli tra Cingoli e Polverigi, il sovrascorrimento di Polverigi e i sovrascorrimenti del Conero.

In particolare tali profili hanno permesso di individuare:

a) l'elemento delaminato, a livello della Scaglia cinerea, dal sovrascorrimento dei M. Sibillini (T1 in

Fig. 16) nel suo *foot-wall* e retroscorso a chiusura del sovrascorrimento stesso in una "struttura di indentazione". Tale struttura è complicata da faglie normali ribassanti a NE. Queste ultime sono le strutture principali affioranti tra M.S. Vicino e Cingoli (2).

b) una traiettoria di *down-section* che realizza una

(2) A causa della culminazione assiale meridionale della catena, a Sud il livello affiorante è più profondo; ciò ha comportato l'erosione dell'elemento delaminato suddetto con conseguente affioramento del sovrascorrimento dei M. Sibillini a partire dalla Valle del Chienti. Ciò spiega anche la mancanza nel *foot-wall* di quest'ultimo della successione miocenica o della sola Formazione della Laga, come si osserva tra M. Ciambella e M. Boragine (sezione A-A').

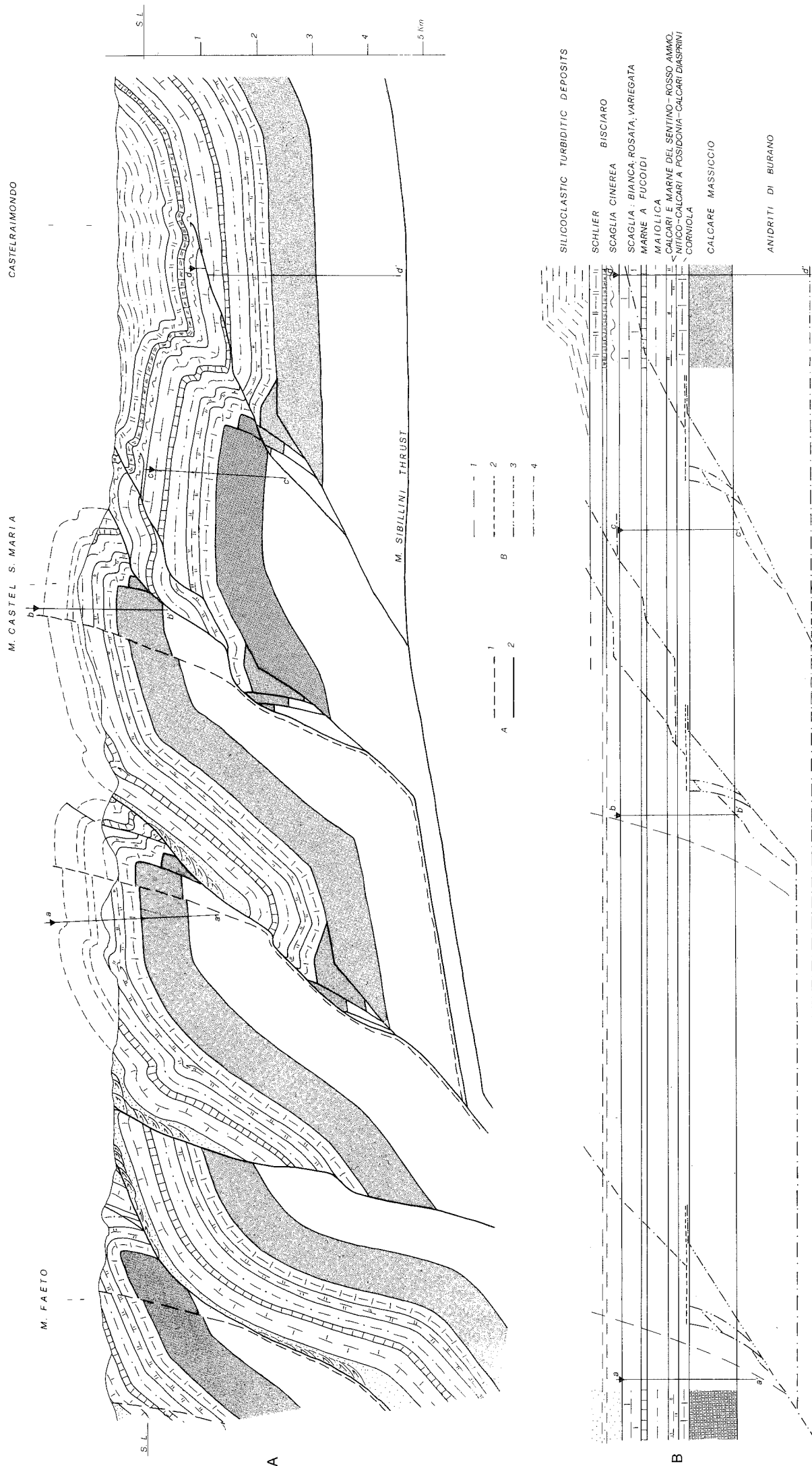


Fig. 13 - Particolare della sezione M. Faeto-Taccoti di Tav. I (la scala orizzontale è uguale a quella verticale).  
 A: 1 - faglia normale; 2 - sovrascorrimento; B: 1 - faglia normale; 2 - sovrascorrimento retrogente; 3 - sovrascorrimento cieco; 4 - sovrascorrimento.

locale elisione della successione del *foot-wall*, al di sopra delle Marne a Fucoidi, per il sovrascorrimento T3 (Fig. 15 e 18).

c) Faglie normali sul fianco orientale della culminazione di Polverigi che sembrano suturate dai depositi del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. L'esiguo spessore di Scaglia rossa nel pozzo 3, può essere l'effetto dell'elisione da parte di tali strutture (Fig. 15 e 18).

### 3.2.2. DISCUSSIONE DELLA SEZIONE

I dati sopra descritti e il modello deformativo sui rapporti tra pieghe e sovrascorrimenti utilizzato in precedenza, hanno consentito l'esecuzione della sezione di Fig. 18. In tale sezione (CALAMITA *et al.*, 1990), la struttura di Strada è considerata al tetto del sovrascorrimento di Cingoli; ad oriente la catena è sepolta sotto la successione plio-pleistocenica, fatta eccezione per la culminazione di Polverigi.

La sezione è stata prolungata fino ad Ancona in base ai dati geologici di superficie, mettendo in evidenza il *thrust-sheet* costiero (*thrust-sheet* del Conero) e le complicazioni, nell'ambito di quest'ultimo, dovute sia a sovrascorrimenti minori che a faglie normali successive (Tav. I).

Per l'estrapolazione in profondità delle strutture superficiali, lo stile tettonico utilizzato è quello visto per la sezione B-B'.

## 3.3. SEZIONE M. UTERO - TÒRTORETO LIDO

### 3.3.1. DATI GEOLOGICI DI SUPERFICIE E DI SOTTOSUOLO

La geologia di superficie è qui caratterizzata dal sovrascorrimento dei M. Sibillini, dislocato da numerose faglie normali che, ad occidente di M. Ciambella, lo ribassano principalmente verso SW. La superficie di sovrascorrimento è ben visibile lungo le profonde valli che incidono il fronte della struttura. Qui l'unità di tetto è rappresentata dalla Corniola, accavallata sulle Marne con cerroigna intensamente deformate; minori scaglie tettoniche, costituite da porzioni della successione mesozoica, sono osservabili sul fronte e sulla finestra di M. Utéro (CALAMITA *et al.*, 1981).

In affioramento i terreni della Formazione della Laga non risultano coinvolti nel sovrascorrimento, come invece è osservabile nel più orientale sovrascorrimento di Acquasanta: qui, nell'ambito dell'*hanging-wall*, il membro preevaporitico della Formazione in parola è in rapporto di *on-lap* con le Marne a Pteropodi.

L'anticlinale della Montagna dei Fiori è caratterizzata da un fianco orientale che in profondità si rovescia coinvolgendo la parte superiore della Maiolica, le Marne a Fucoidi e la Scaglia; verso Ovest la successione normale si segue fino al Calcere massiccio. Tale successione è accavallata su un *foot-wall* costituito in affioramento dalle Marne a Fucoidi e dalla Scaglia rossa in successione rovesciata. La traccia della superficie di accavallamento, ben visibile, evidenzia il cambia-

mento d'immersione della superficie stessa e quindi la sua scomparsa dall'affioramento verso Est (Fig. 19). Nel tratto più occidentale della struttura l'unità di tetto affiorante è rappresentata dalla Corniola a contatto tettonico con il Calcere massiccio tramite una faglia giurassica.

Sul fianco occidentale dell'anticlinale si osserva una faglia normale che pone a contatto la Corniola con le Marne con cerroigna.

Ad oriente della Montagna dei Fiori i tre membri della Formazione della Laga sono coinvolti in minori strutture di raccorciamento; la successione, verso l'esterno, passa alle più recenti Marne del Vomano (Pliocene inferiore) sulle quali si rinvergono in discordanza i depositi trasgressivi del ciclo plio-pleistocenico. Nella fascia costiera i pozzi effettuati attraversano quest'ultima successione fino al tetto del Pliocene inferiore.

### 3.3.2. DISCUSSIONE DELLA SEZIONE

Nel sovrascorrimento di M. Ciambella ("sovrascorrimento dei M. Sibillini"), la mancanza nel *foot-wall* della Formazione della Laga viene associata al fenomeno di delaminazione già descritto. Questo spiega la complessità strutturale osservabile nelle Marne con cerroigna, i rapporti di accavallamento tra queste ultime e la Laga stessa, ipotizzata invece nel *foot-wall* in profondità: ciò consente di attribuire al sovrascorrimento dei M. Sibillini un'importante entità di dislocamento.

Sulla base dei rapporti tra la superficie di sovrascorrimento e il suo *hanging-wall* (basso valore dell'angolo di *cut-off* nella Corniola, che ne giustifica l'estesa presenza nella direzione del trasporto tettonico), nell'esecuzione della sezione è stata scelta una traiettoria del sovrascorrimento con un *flat* nella Corniola.

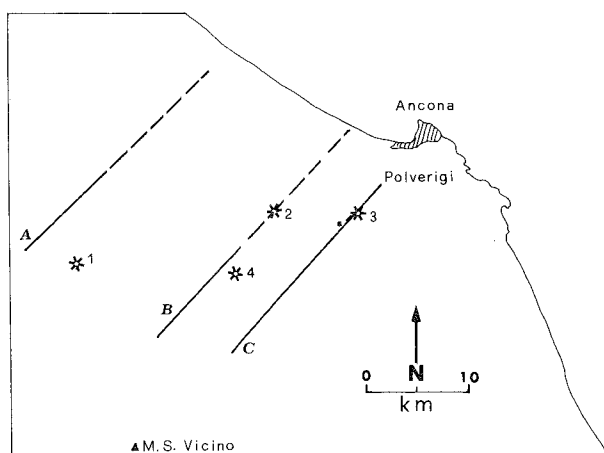
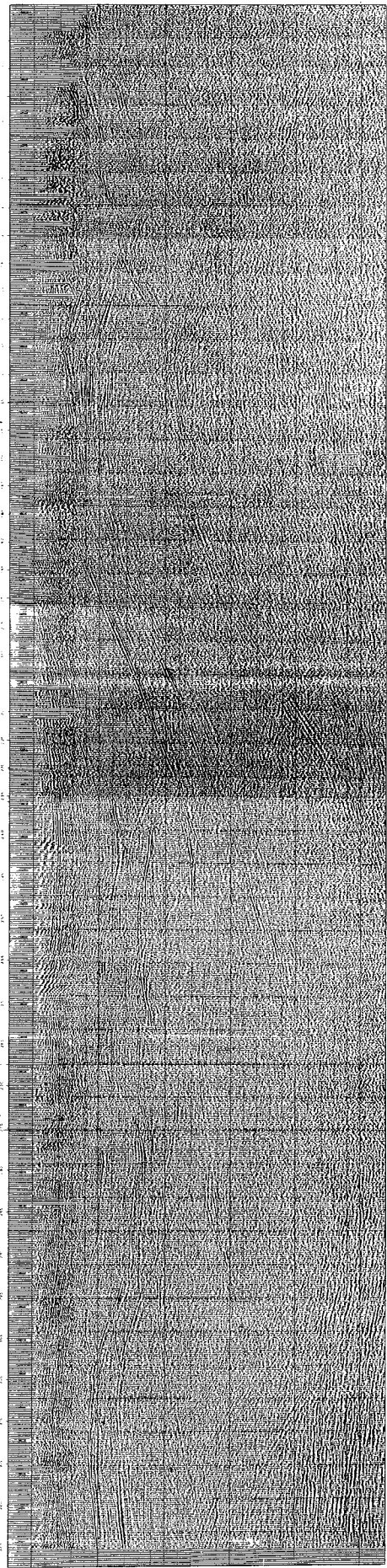
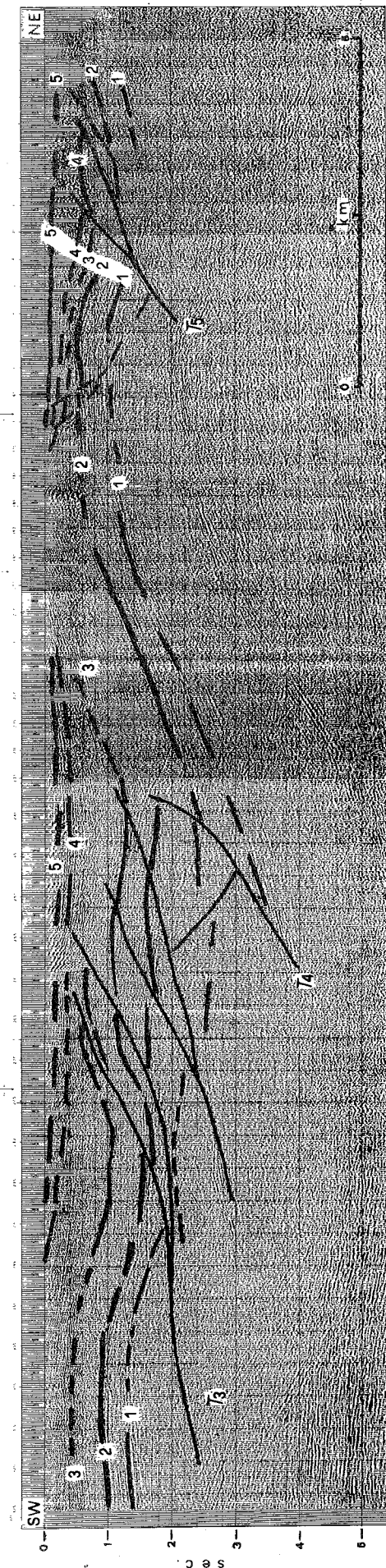


Fig. 14 - Ubicazione delle linee sismiche (A, B, C) e dei pozzi (1, 2, 3, 4) utilizzati nella sezione geologica M.S. Vicino-Ancona.



a



b

Fig.15 - a) Profilo sismico (C della Fig. 14) lungo la traversa M.S. Vicino-Polverigi; b) profilo sismico interpretato (da CALAMITA et al., 1990). Riflettori sismici: 1 - Marne a Fucoidi, 2 - gessi messiniani, 3 - orizzonte *G. intrapunciculata*. Altri orizzonti pliocenici: 4 - base del Pliocene medio, 5 - base del Pliocene superiore.

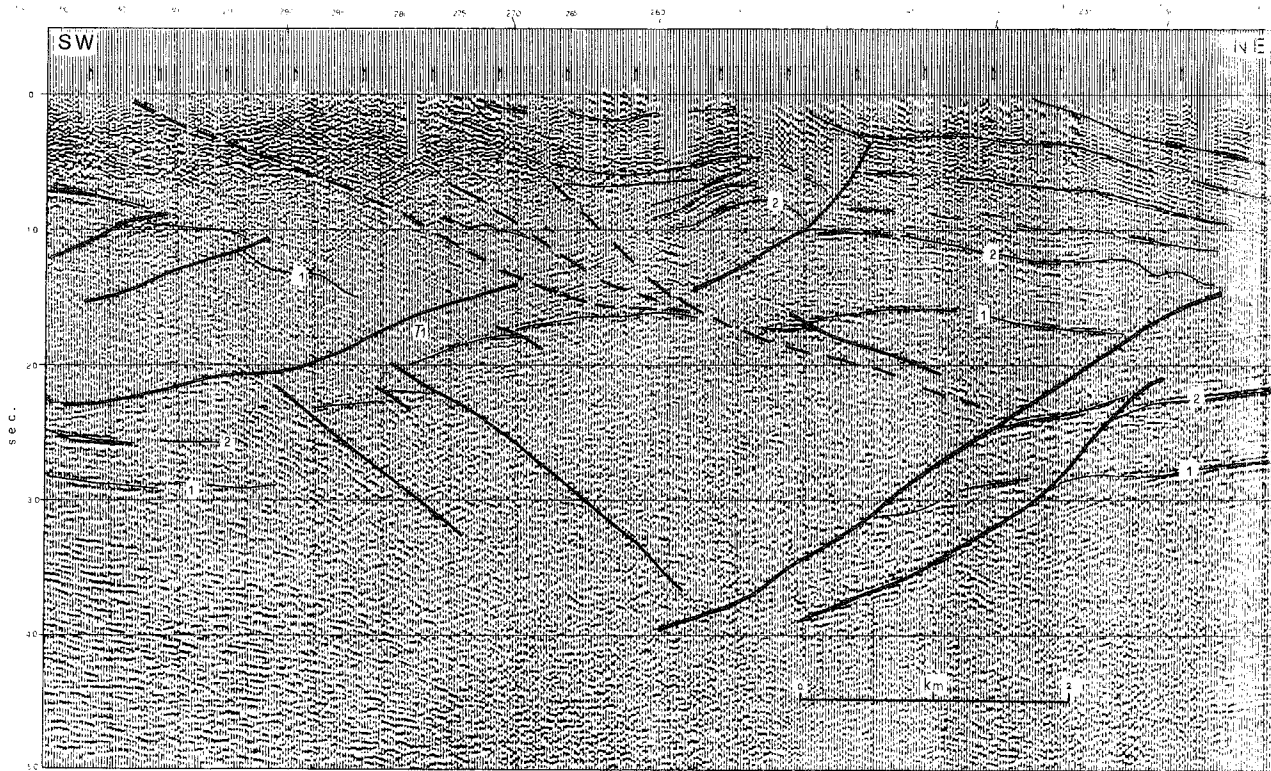


Fig. 16 - Interpretazione della parte più occidentale del profilo sismico A (tratto continuo in Fig. 14), dalla quale emerge il sovrascorrimento non affiorante dei M. Sibillini (T1) (da CALAMITA *et al.*, 1990).

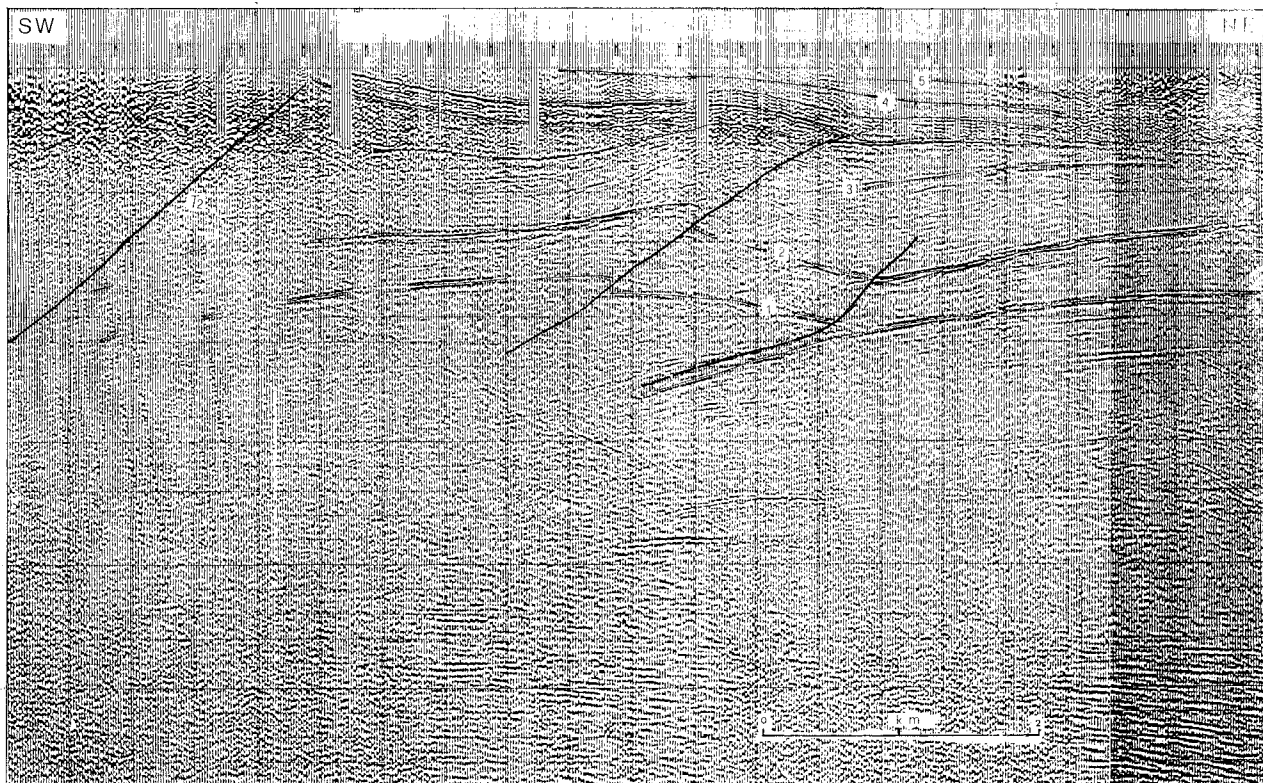


Fig. 17 - Interpretazione della parte più occidentale del profilo sismico B (tratto continuo in Fig. 14), mostrante il sovrascorrimento di Cingoli (T2) sepolto sotto i depositi del Pliocene inferiore (da CALAMITA *et al.*, 1990).



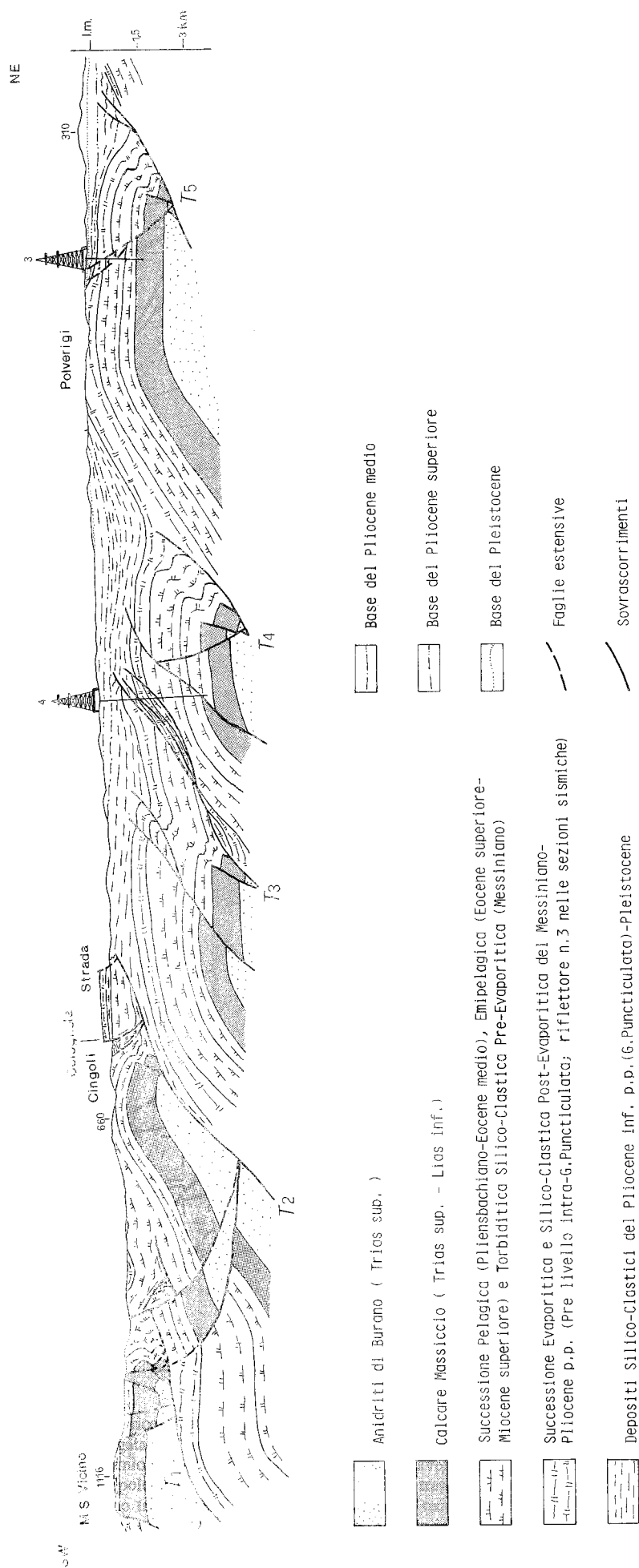


Fig. 18 - Tratto M.S. Vicino-Polverigi della sezione M.S. Vicino-Ancona di Tav. I (la scala orizzontale è uguale a quella verticale).

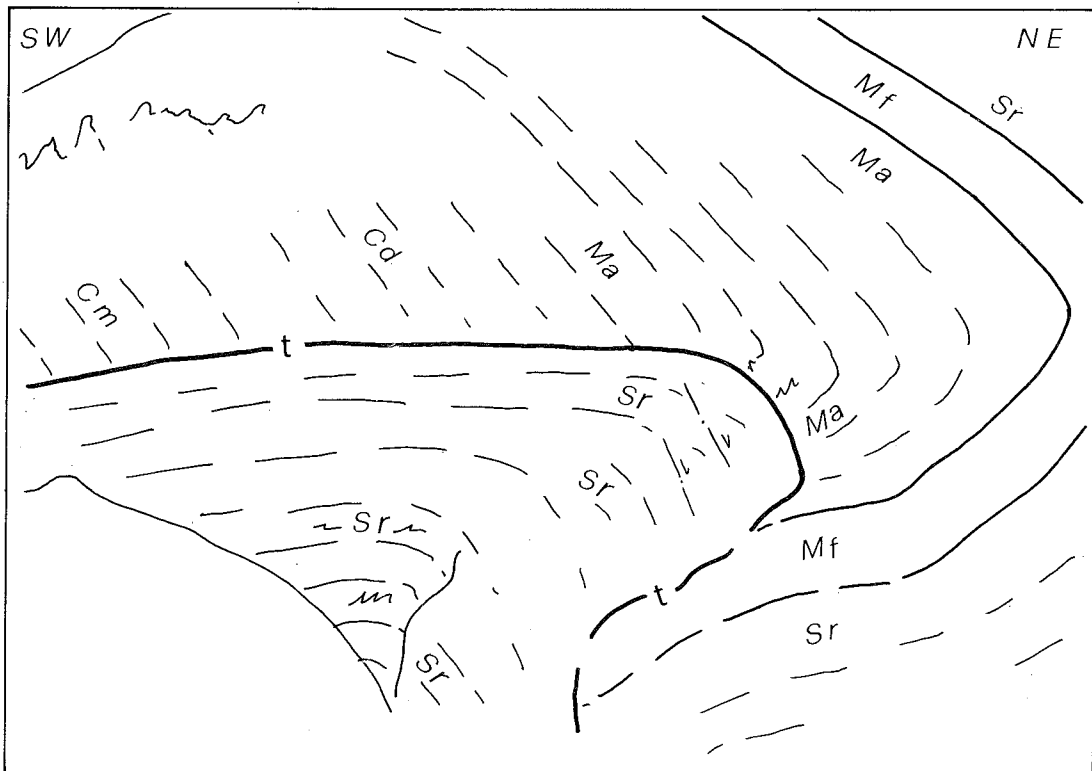


Fig. 19 - Panoramica, da SE, della Montagna dei Fiori, mostrante il fianco orientale dell'anticlinale che si rovescia in profondità nell'*hanging-wall* del sovrascorrimento (t). Questo verso est assume immersione orientale; più ad Ovest nell'*hanging-wall* la successione normale si segue fino al Calcare massiccio (Cm); il *foot-wall* è costituito dalle Marne a Fucoidi e Scaglia rossa (Sr) in successione rovesciata (19 a e b). Cd - Calcari diasprini umbro-marchigiani; Ma - Maiolica (da CALAMITA, 1990).

Per quanto riguarda la struttura della Montagna dei Fiori, in questa sezione le Marne a Fucoidi e la Scaglia rossa del *foot-wall* sono state associate al fianco rovesciato dell'anticlinale e pertanto l'accavallamento stesso considerato come un *blind-thrust* recuperato in mo-

do continuo dalla piega nella successione post-Maiolica (secondo il modello di *blind-thrusting pre-thrusting* in CALAMITA, 1990).

Il tratto della superficie di accavallamento immergente ad Est viene interpretato come un elemento di

raccordo tra il *blind-thrust* e uno *splay* più profondo attivati durante il momento di sovrascorrimento.

Il piano principale di sovrascorrimento, non affiorante, verso oriente è suturato dai depositi trasgressivi del Pliocene medio.

La geologia di superficie (rapporti tra *hanging-walls* e *foot-walls* nella faglia normale recente, in quella giurassica e nei sovrascorrimenti, le relazioni stratigrafiche tra le Marne del Vomano e la Formazione del Cellino e tra queste ultime e la Formazione della Laga), i vincoli del bilanciamento e della retrodeformabilità della sezione hanno portato alla soluzione proposta per questa complessa struttura.

Più ad oriente i dati dei pozzi e la profondità della base del Pliocene (PALTRINIERI *et al.*, 1982; AUTORI VARI, 1986) soddisfano la soluzione riportata in questo tratto della sezione.

L'estrapolazione in profondità delle strutture superficiali è stata effettuata utilizzando principalmente lo stile tettonico pellicolare ad eccezione del sovrascorrimento più orientale, nel quale viene coinvolto anche il basamento. Inoltre per il sovrascorrimento di Acquasanta viene proposta una soluzione alternativa nella quale il sovrascorrimento coinvolge anche il basamento, mostrando un'entità di dislocamento minore, che meglio soddisfa la geologia di superficie nota in bibliografia (SCARSELLA, 1941; AUTORI VARI, 1982; CENTAMORE *et al.*, 1986).

#### 4. BILANCIAMENTO<sup>(3)</sup>

I dati geologici di superficie e di sottosuolo, l'interpretazione dei profili sismici, il modello deformativo di *blind-thrusting pre-thrusting* relativo ai rapporti tra pieghe e sovrascorrimenti e al loro bilanciamento e lo stile tettonico pellicolare hanno vincolato le sezioni bilanciate proposte e la loro retrodeformazione.

Nel bilanciamento delle sezioni, oltre ai criteri proposti dagli Autori (BALLY *et al.*, 1966; DAHLSTROM, 1969; HOSSACK, 1979), è stato utilizzato, per la conservazione delle lunghezze tra la successione pelagica ed il Calcare massiccio nell'ambito delle strutture anticlinaliche, il procedimento proposto in CALAMITA (1990).

Nella retrodeformazione delle successioni sin e post-catena è stata adottata la rappresentazione grafica utilizzata da BALLY *et al.* (1985) per le sezioni del settore orientale della Pianura padana. Inoltre la sezione A-A' è stata sottoposta al *test* di retrodeformabilità (SUPPE, 1985).

È interessante osservare, nelle sezioni retrodeformate, il dislocamento delle traiettorie dei sovrascorrimenti, dovuto alla retrodeformazione dei sovrascorrimenti ciechi.

I raccorciamenti curvometrici tra i riferimenti estremi sono:

- km 51,4 + km 1,1 = km 52,5 = 54,5% (tasso di *slip* medio = 15mm/y) per la sezione M. Utéro - Tortoreto Lido

- km 54,5 + km 0,6 = km 55,1 = 63,5% per la sezione M. Faeto- Taccoli

- km 32,6 + km 0,2 = km 32,8 = 56% (tasso di *slip* medio = 8 mm/y) per la sezione M.S. Vicino-Ancona

Il secondo numero delle somme rappresenta il valore dell'estensione relativo alle faglie normali recenti.

Le sezioni M. Faeto-Taccoli e M.S. Vicino-Cingoli consentono di calcolare il raccorciamento dalla ruga interna fino alla costa adriatica che è di circa km 76.

#### OPERE CITATE

ARISI ROTA E. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to geomagnetic provinces. The Italian case History*. Preprint 47th Meeting European Association of Exploration Geophysicists.

AUTORI VARI (1986) - *Structural model of Italy, scale 1:500.000*. C.N.R., Florence.

BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della falda toscana e sull'interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 213 - 244.

BALLY A.W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di Tettonica Regionale*. Pitagora E. Bologna, pp. 275

BALLY A.W., GORDY P.L. & STEWART G.A. (1966) - *Structure seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains*. Bull. Can. Petrol. Geol., **14**, 337 - 381.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *La tettonica di scollamento dell'Appennino centrale*. Preprint 73° Congr. Soc. Geol. It., Geologia dell'Italia centrale, 75 - 78, Roma.

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, 87 - 90, Roma.

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)*. Atti del Convegno: NEOGENE THRUST TECTONICS: ESEMPI DA ALPI MERIDIONALI, APPENNINO E SICILIA. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 69 - 86.

CALAMITA F., DEIANA G. & PAMBIANCHI G. (1981) - *Considerazioni strutturali sull'area compresa tra la conca di Cascia e la Valle del Tronto (Appennino umbro-marchigiano meridionale)*. Problemi di raccorciamento e Neotettonica. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 415 - 422.

(3) A cura di F. CALAMITA.

- 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.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MAITEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI M., PONTONI F. & POTETTI M. (1989) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto San Giorgio (Ascoli Piceno, Marche)*. Geologica Rom., **26**, 359 - 369.
- CARLONI G.C. (1964) - *La Geologia dei dintorni di Cingoli (Appennino marchigiano)*. Giornale di Geologia, **32**, 365 - 401.
- CASNEDI R. (1983) - *Hydrocarbon-bearing submarine fan system of Cellino Formation, Central Italy*. AAPG Bull., **67** (3), 359 - 370.
- CELLO G. & COPPOLA G. (1989) - *Modalità e stili deformativi nell'area anconetana*. Studi Geol. Camerti, **11**, 37 - 47.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M. & RIDOLFI M. (in stampa) - *I depositi terrigeni neogenici di avanfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici 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., DELANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Trias-Paleogene nelle Marche*. La Geologia delle Marche. Studi Geol. Camerti, Num. speciale, 9 - 28.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene anconetano*. Geologica Rom., **18**, 71 - 92.
- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A. & TONNA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geologica Rom., **19**, 63 - 84.
- DAHLSTROM C.D.A. (1969) - *Balanced cross-sections*. Can. J. Earth Sci., **6**, 743 - 757.
- 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.
- GHELARDONI R. (1962) - *Stratigrafia e tettonica del M. Malbe presso Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3), 247 - 256.
- 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.
- INVERNIZZI C. (1990) - *Evoluzione strutturale dell'area marchigiana esterna tra i Fiumi Esino e Tronto*. Tesi di dottorato. p.p. 154, Camerino.
- 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. (1987) - *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.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica dell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 649 - 678.
- MENICHETTI 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.
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N. & ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineeazioni profonde*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 233 - 242.
- PASSERI L. & PIALLI G. (1973) - *L'ambiente di sedimentazione dei Calcari a R. contorta dell'Umbria occidentale e del M. Cetona*. Geologica Rom., **12**, 177 - 203.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In C. SQUYRES (Ed.) Geology of Italy. P.E.S.L. p.p. 111.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di piana sottomarina a Est-Nord-Est di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 669 - 712.
- SCARSELLA F. (1941) - *Foglio 132, Norcia, della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia. Roma.
- SCARSELLA F. (1951) - *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.