

**RICONOSCIMENTO ED ANALISI DI ALCUNE ASSOCIAZIONI  
DI STRUTTURE SINSEDIMENTARIE PRE-OROGENICHE IN APPENNINO CENTRALE**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 291
ABSTRACT	” 291
INTRODUZIONE	” 291
ANALISI MESO-STRUTTURALE	” 292
<i>Tipologia delle strutture</i>	” 294
<i>Strutture minori</i>	” 296
INTERPRETAZIONE STRUTTURALE	” 297
CONCLUSIONI	” 300
BIBLIOGRAFIA	” 302

RIASSUNTO

L'assottigliamento crostale associato ad eventi distensivi pre-miocenici che hanno interessato il margine afro-adriatico è registrato, a scala regionale, dalla differenziazione delle sequenze giurassiche e da parziali variazioni negli spessori della *Scaglia rossa* nell'ambito della serie umbro-marchigiana. Tali variazioni sono il risultato di un'attività tettonica sinsedimentaria cretaceo-paleogenica testimoniata dallo sviluppo di sistemi di strutture regionali orientate circa N-S ed E-W e di strutture, a scala minore, aventi direzioni preferenziali più disperse.

Il riconoscimento e l'analisi di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche interessanti soprattutto le formazioni cretaceo-paleogeniche in facies di scaglia dell'Appennino centrale hanno fornito indicazioni sul campo tensionale agente durante le fasi distensive pre-orogeniche e sul ruolo che dette strutture hanno avuto nel corso delle fasi neogeniche responsabili dell'attuale assetto della catena.

ABSTRACT

Crustal thinning processes affecting the Afro-Adiatic palaeomargin in pre-miocene times are recorded, at a regional scale, by the differentiation between complete and condensed sedimentary successions within the umbro-marchean sequence and by partial variations in the thickness of the Scaglia lithotypes. Such variations are the result of a synsedimentary Cretaceous-Paleogene tectonic activity which is testified by the development of regional structures trending roughly N-S and E-W and by minor features characterized by more scattered orientations. The acquisition and the analysis of the mesostructural data presented in this study allowed us to derive useful indications about the stress field acting during the pre-orogenic extensional phases, as well on the role that pre-existing structures played during the compressional phases responsible for the present-day structural setting of the central Apennines.

**PAROLE CHIAVE:** Faglie sinsedimentarie, Appennino umbro-marchigiano, Inversioni tettoniche, Analisi strutturale.

**KEY WORDS:** Synsedimentary faults, Umbria-Marche Apennines, Inversion tectonic, Structural analysis.

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

INTRODUZIONE

Il settore umbro-marchigiano del sistema a *thrust* dell'Appennino centro-settentrionale è costituito principalmente da *thrust-related folds* che, dal Tortonaiano in poi, si sono sviluppate soprattutto nell'ambito del *multilayer* di copertura del margine afro-adriatico (CALAMITA *et alii*, 1994). La successione sedimentaria coinvolta nella deformazione neogenica era però caratterizzata da una marcata anisotropia strutturale ereditata da eventi distensivi pre-orogenici già attivi fin dal Giurassico (COLACICCHI *et alii*, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1971; LOWRIE & ALVAREZ, 1976; GALDENZI, 1986; CELLO & COPPOLA, 1989; ALVAREZ, 1989). In particolare, la successione cretaceo-paleogenica ha registrato un'intensa attività tettonica (responsabile della genesi di strutture sinsedimentarie che hanno interessato il bacino durante la deposizione della Scaglia) che ha esercitato un controllo sulla sedimentazione condizionando anche lo sviluppo dei flussi torbiditici (ALVAREZ *et alii*, 1985; COLACICCHI & BALDANZA, 1986).

Indicatori geologici e strutturali di questi eventi ante-miocenici sono presenti in diverse località dell'Appennino. Nel massiccio del Gargano un'estensione orientata NE-SW inizia infatti poco dopo la deposizione dei calcari neocomiani proseguendo fino all'Eocene (WINTER & TAPPONIER, 1991) mentre nel massiccio della Maiella, ACCARIE *et alii* (1986) associano il ritiro del bordo della piattaforma, a vantaggio del dominio pelagico, ad un'intensa attività tettonica distensiva sviluppatesi nel cenomaniano medio-superiore.

Eventi tettonici, in parte sinsedimentari e con associato un vulcanesimo eocenico, sono descritti anche nel sudalpino della provincia di Verona (LELOUP *et alii*, 1988).

Per quanto attiene invece agli elementi distensivi pre-orogenici che interessano l'Appennino umbro-marchigiano (CELLO & COPPOLA, 1989), nel corso di questo studio sono stati raccolti dati relativi a faglie sinsedimentarie (con rigetti variabili nell'ordine dei metri) e, subordinatamente, a strutture ad esse correlate ad una scala di maggior dettaglio (quali sistemi di vene d'estensione e/o di taglio, strie di movimento e superfici di *pressure solution*).

Il lavoro di campagna è stato focalizzato all'individuazione di aree in cui risultano chiari i caratteri sinsedimentari delle strutture osservate ed in cui i dati raccolti consentivano la definizione del carattere cinematico dei vari sistemi di strutture e la comprensione dei rapporti esistenti tra queste ed il campo di stress che le ha generate. Gli obiettivi dello studio si sono poi meglio precisati via via che il lavoro di acquisizione ed elaborazione dati faceva emergere chiaramente che, attraverso l'analisi delle strutture sinsedimentarie pre-orogeniche, si sarebbero infatti potute derivare informazioni utili anche per:

— risalire ai probabili meccanismi responsabili della formazione di strutture (generate in regime distensivo) che hanno caratterizzato l'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino umbro-marchigiano;  
 — valutare il possibile ruolo che dette strutture hanno svolto nel corso della compressione neogenica che ha portato alla costruzione di questo settore di catena.

### ANALISI MESO-STRUTTURALE

Lo studio di campagna relativo alla qualificazione delle strutture pre-orogeniche che interessano l'a-

rea oggetto di questa ricerca è stato effettuato attraverso un rilevamento mesostrutturale eseguito in 20 stazioni di misura (Fig. 1 e 2).

L'ubicazione delle stazioni è stata accuratamente selezionata attraverso un dettagliato lavoro di ricognizione degli affioramenti disponibili al fine di individuare, come si è detto, quelle aree in cui più evidenti e chiari sono gli indizi di una tettonica distensiva sinsedimentaria.

I criteri utilizzati in campagna per qualificare le faglie come sinsedimentarie sono basati sulle seguenti osservazioni:

1) evidenze di terminazioni sommitali delle faglie (sigillate da strati indeformati) dovute a contempora-

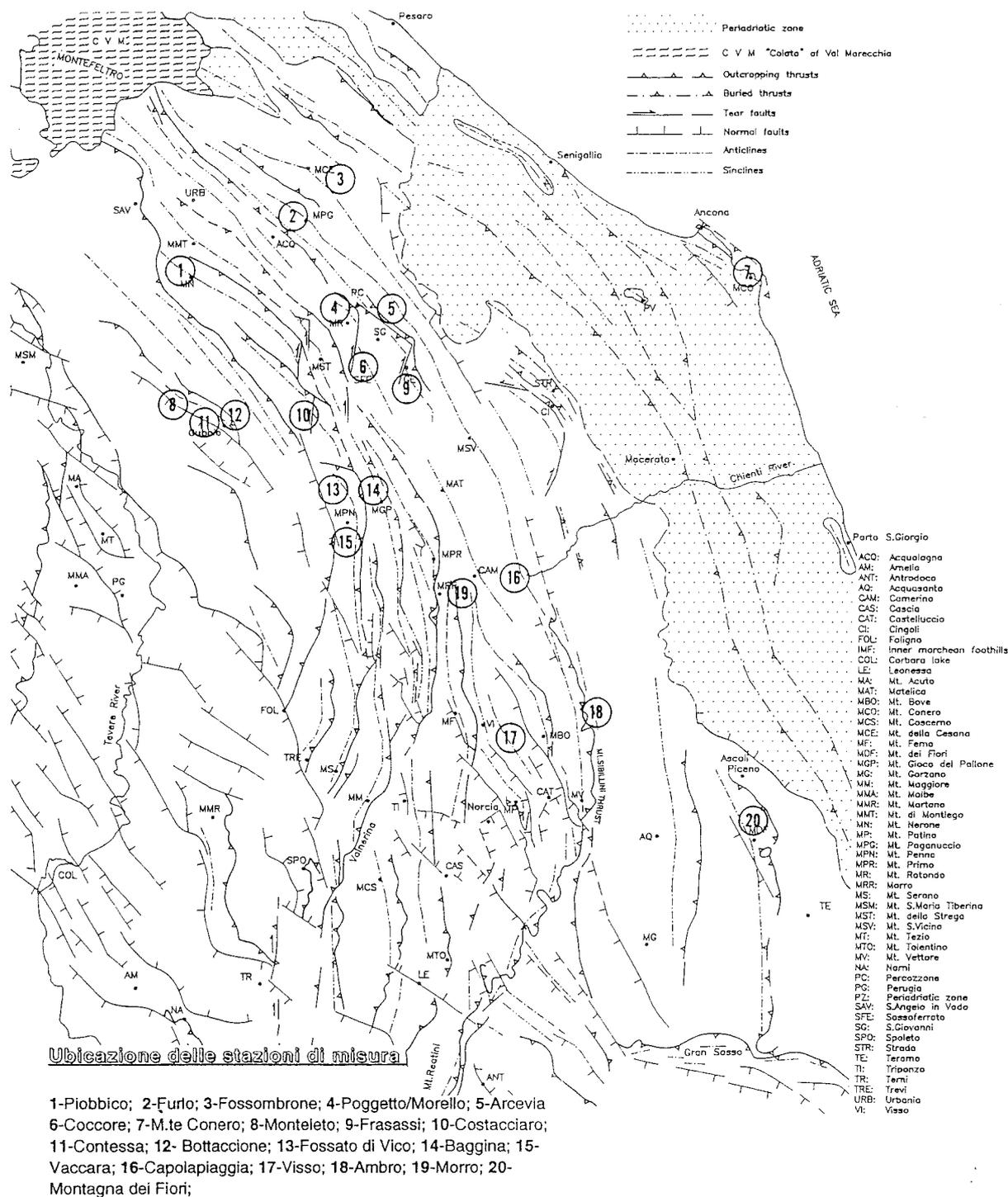


Fig. 1 - Carta strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano (da DELANA & PIALLI, 1994) ed ubicazione delle stazioni di misura.

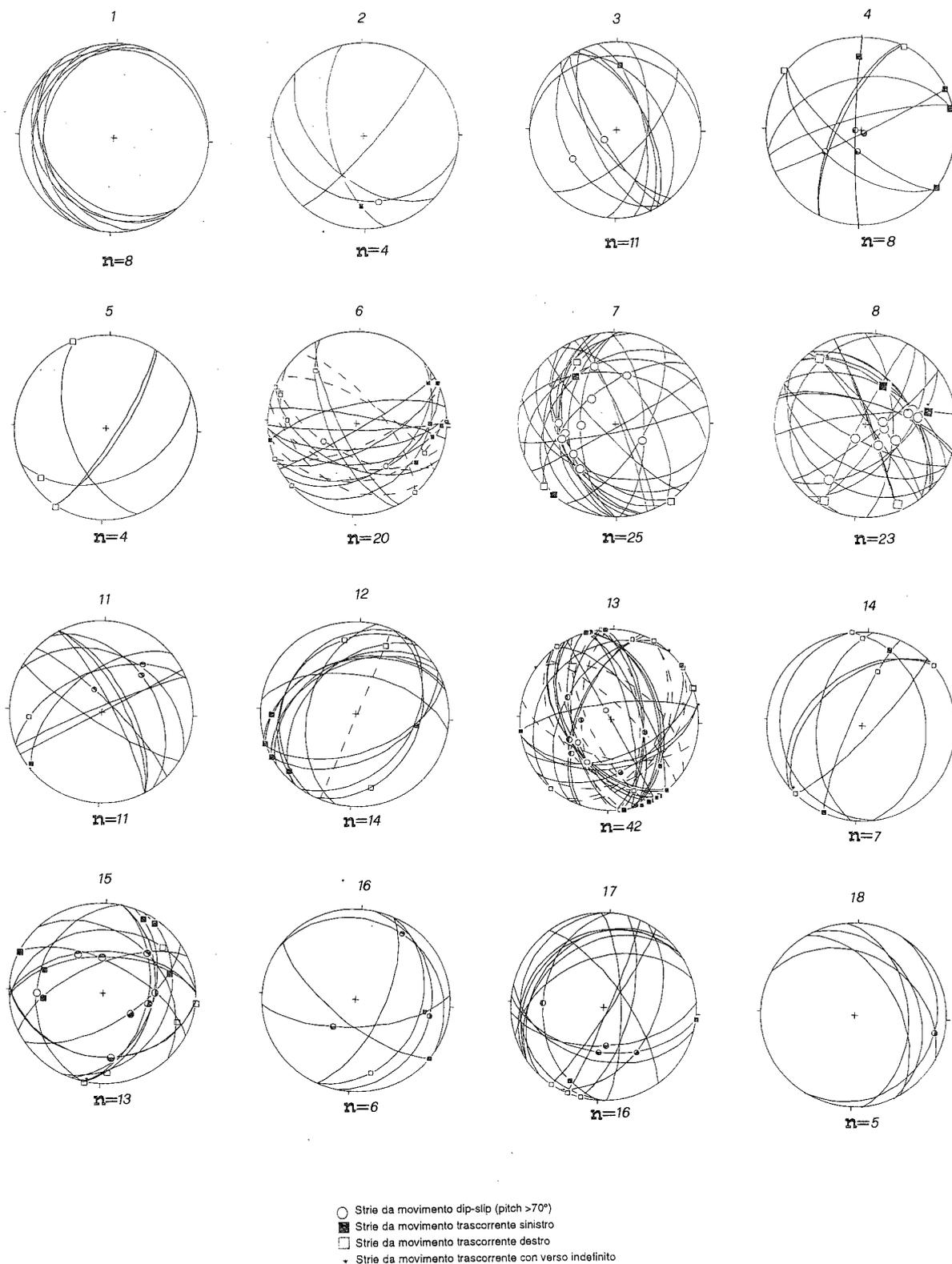


Fig. 2 - Ciclografie e strie di movimento delle faglie rilevate negli affioramenti ubicati in figura 1 (i dati si riferiscono alle strutture ruotate nella loro posizione di crescita).

neità tra i processi di fagliamento e quelli di sedimentazione (Fig. 3);

2) variabilità negli spessori di strati omologhi: quelli maggiori si trovano nell'*hanging wall* della faglia;

3) riduzione progressiva, verso l'alto, del rigetto stratigrafico (Fig. 3);

4) *staircase trajectory* di superfici di taglio che interessano strati caratterizzati da un diverso grado di compattazione dei sedimenti (Fig. 4);

5) geometria listrica di uno stesso piano di faglia in corrispondenza di livelli interstratali più argillosi (Fig. 5);

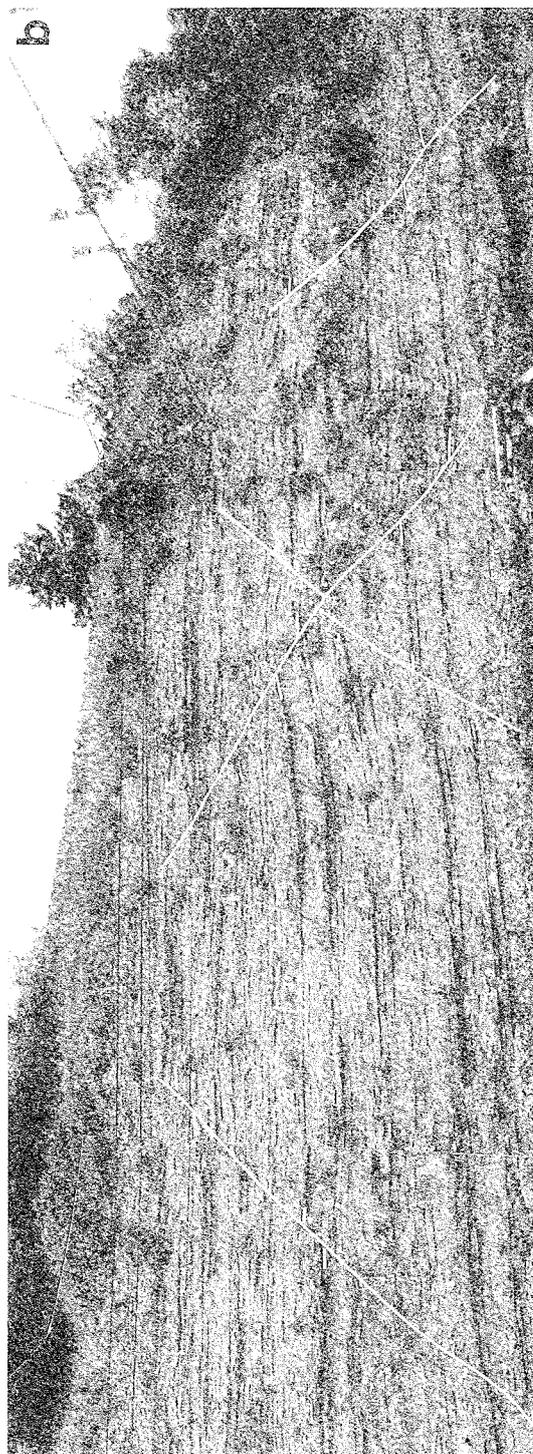
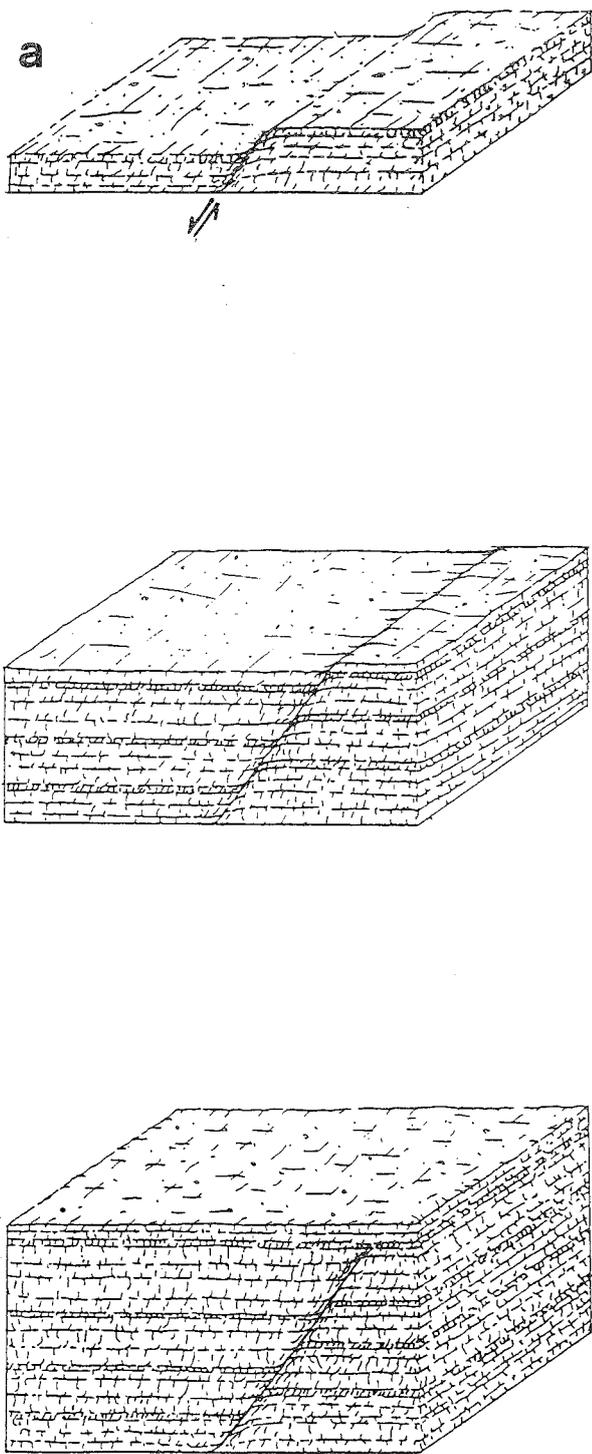


Fig. 3 - a) schema mostrante le modalità di sviluppo di una faglia sinsedimentaria con terminazione sommitale; b) esempio di faglie sinsedimentarie nella Scaglia variegata (loc. Fossato di Vico). Si noti come una progressiva attenuazione della distensione locale produce una graduale attenuazione del rigetto e la sutura della struttura stessa.

6) filoni sedimentari ed evidenze di risalita di materiale non ancora diagenizzato lungo discontinuità di neo-formazione (Fig. 6).

Le mesofaglie esaminate presentano, inoltre, caratteristiche di "semi-ductile structures" (sensu DAVISON, 1987) e pertanto risultano ben caratterizzate rispetto alle più recenti strutture neogeniche.

#### Tipologia delle strutture

Di seguito vengono illustrati i caratteri salienti e le principali tipologie delle mesostrutture e delle microstrutture a queste correlate, rappresentative dell'area indicata in Fig. 1. Per brevità ometteremo di descrivere tutte le strutture presenti nelle singole stazioni (i cui caratteri geometrici e cinematici sono peraltro ripor-

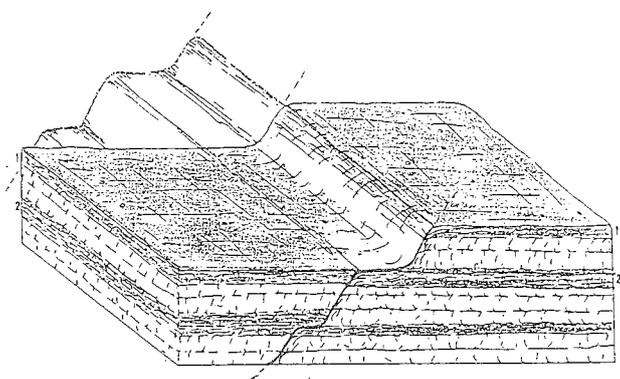


Fig. 4 - Staircase trajectory di una superficie di faglia in litologie calcareo(1) - marnose(2).

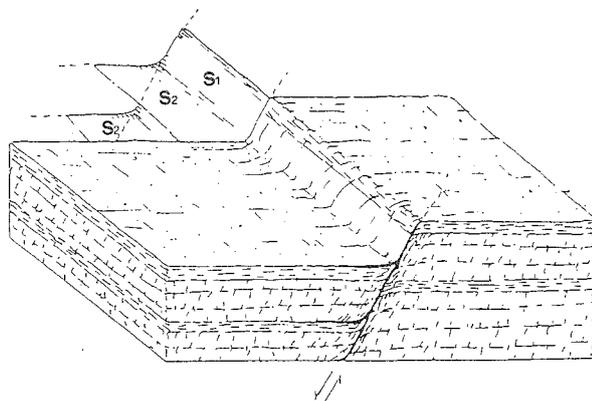


Fig. 5 - Diramazioni a geometria listrica del piano di faglia; il raccordo si realizza nell'ambito di interstrati argillosi.

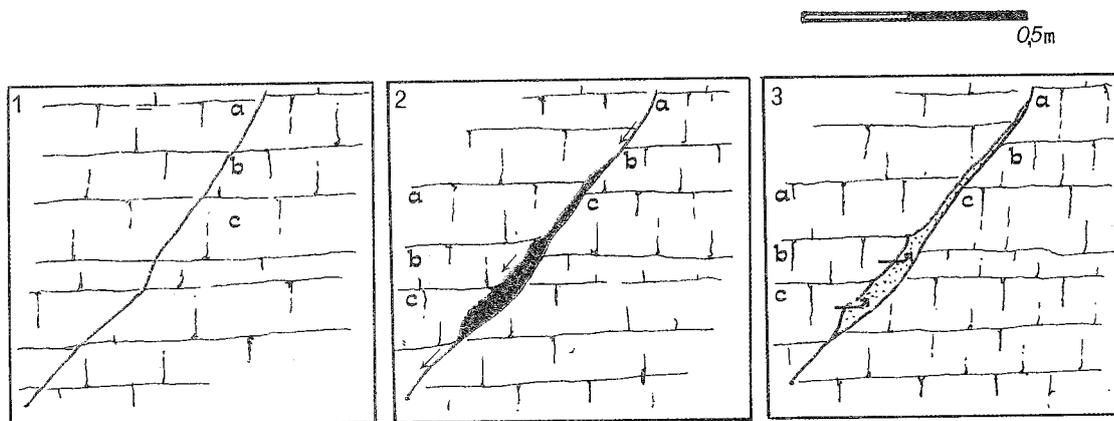


Fig. 6 - Esempio di una semi-ductile structure (in località Poggio d'Ancona) e schema interpretativo. Si noti l'iniezione di materiale non ancora diagenizzato (caratterizzato probabilmente da un elevato contenuto in fluidi) lungo una discontinuità di neo-formazione.

tati nelle figure 2 ed 11) limitandoci ad illustrare solo alcuni esempi di associazioni di faglie relative alle differenti litologie affioranti.

I dati raccolti sono stati rappresentati, nei diagrammi di figura 2, come ciclografie delle faglie con le relative strie di movimento e, nei diagrammi di figura 11, come direzioni preferenziali cumulate per tutta l'area.

Nella figura 2 sono riportati i dati trattati automaticamente allo scopo di minimizzare gli effetti derivanti dal piegamento di strati originariamente suborizzontali e non le misure originariamente raccolte in campagna, che apparivano maggiormente disperse. Gli *stereoplot* elaborati sono stati quindi ottenuti azzerando, per ogni stazione di misura, i valori dell'inclinazione (con procedimenti standardizzati) in modo da riportare gli strati all'orizzontale. Così facendo, sono stati individuati i *trend* preferenziali delle strutture nella loro posizione di crescita.

#### FOSSATO DI VICO (Staz. n. 13; Fig. 2.13)

L'ampio affioramento analizzato si trova in corrispondenza della terminazione periclinale dell'anticlinale di M. Maggio-M. Penna, lungo un tratto della ferrovia Fabriano-Roma. La formazione affiorante è la *Scaglia cinerea*, organizzata in strati sottili calcareo-marnosi di colore grigio e grigio-verde, a tratti rosati al passaggio con la sovrastante *Scaglia variegata*.

Dei numerosi piani di faglia rilevati (42), più di 2/3 sono normali e circa 1/3 inversi. È interessante notare che la maggior parte delle faglie normali esaminate mostra una terminazione sommitale che consente di considerarle come strutture sinsedimentarie.

Anche alcune faglie inverse sono sigillate superiormente da strati indeformati. Queste ultime risultano orientate N150°-160° e presentano due generazioni di strie sovrapposte che portano ad ipotizzare una loro genesi come faglie sinsedimentarie ed una loro evoluzione come strutture "invertite" durante la compressione neogenica (asse di massimo raccorciamento SW-NE). Questa inversione è illustrata chiaramente in figura 7 dove è registrata una storia deformativa articolata in una prima fase (Fig. 7a) in cui le strutture si sono attivate come faglie sinsedimentarie normali (caratterizzate da una riduzione progressiva del rigetto verso l'alto e da una terminazione sommitale) ed in una seconda fase (Fig. 7b) che ha portato all'inversione della struttura originaria producendo l'annullamento del rigetto nella parte bassa e lo sviluppo di una mesopiegata che, nella parte alta, ha accomodato il movimento inverso.

#### M. CONERO (Staz. n. 7; Fig. 2.7)

Le strutture rilevate in questa stazione (loc. Poggio di Ancona) interessano la formazione della *Scaglia rossa* del fianco occidentale dell'anticlinale del M. Conero. Si tratta di mesofaglie normali con spiccate caratteristiche sinsedimentarie le quali presentano rigetti massimi di circa 4 m e frequenti indizi di riattivazione. Questi caratteri risultano ben evidenti a causa della presenza di numerosi intervalli calcarenitici (a geometria lenticolare e di spessore variabile da 1 a 3 m) in corrispondenza dei quali diversi piani mostrano terminazioni, sia superiori che inferiori, nonché frequenti aumenti di spessore di strati omologhi nell'*hanging wall* della faglia (Fig. 8). Lungo alcuni piani di faglia si osservano anche caratteristiche strutture da risalita di materiale

non ancora litificato (Fig. 6). In questo affioramento il controllo tettonico sulla sedimentazione, operato sia durante la deposizione delle pelagiti della *Scaglia* che durante la messa in posto dei flussi torbiditici, risulta quindi particolarmente efficiente.

#### MONTELETO (Staz. n. 8; Fig. 2.8)

Le faglie rilevate nella cava di Monteieto, situata nella porzione più meridionale della dorsale di Gubbio, interessano le formazioni delle *Marne a Fucoidi*, della *Scaglia bianca* e del membro inferiore della *Scaglia rossa*.

La maggior parte di esse presenta caratteri sinsedimentari simili alle faglie già descritte per le altre stazioni di misura. *Marker* importante, in questa stazione, è il *Livello Bonarelli* che, ubicato nella parte superiore della *Scaglia bianca*, risulta dislocato da quasi tutte le faglie sinsedimentarie che terminano circa 15 m sopra tale livello (Fig. 9).

I rigetti misurati sono variabili (da un massimo di 10 m ad un minimo di 10 cm) ma diminuiscono regolarmente in ogni singola struttura, andando dal basso verso l'alto, mentre la geometria dei piani appare, nel complesso, alquanto regolare anche se, in taluni casi, le faglie tendono a "listricarsi" nei livelli più marnosi.

#### Strutture minori

Le formazioni calcaree in *facies* di scaglia sono interessate, oltre che da faglie sinsedimentarie, anche da numerose strutture minori anch'esse ricollegabili ad una fase distensiva pre-plicativa; tali strutture sono state osservate in tutta l'area presa in esame ed in particolare nelle stazioni di misura n° 9, 10, 19, 20 (Fig. 11).

Il gruppo di strutture più costante e visibile è costituito da superfici stilolitiche, parallele alla stratificazione, alle quali si associano vene d'estensione ad esse sub-perpendicolari.

Le *fentes* normali alla stratificazione risultano orientate circa N150° e si presentano spesso obliterate in conseguenza di un successivo processo di *pressure solution* che tende a rimodellarne l'aspetto producendo una parziale dissoluzione delle zone di contatto tra le vene e la roccia incassante (*host rock*). In molti casi questo processo porta alla completa oblitterazione delle strutture originarie ed alla loro sostituzione con superfici stilolitiche ad esse parallele (Fig. 10).

A questo gruppo di strutture appartengono anche due *sets* di fratture (quantitativamente meno rappresentate) con direzioni N50° e N10° con spiccata geometria *en-èchelon*.

Negli stessi affioramenti dove sono state esaminate le strutture minori appena descritte, sono state talvolta riscontrate anche vene e fratture sin e post-plicative. Queste strutture sono di difficile individuazione in quanto raramente è possibile distinguerle da quelle pre-orogeniche. Laddove è possibile riconoscerle si presentano spesso sovrainposte alle *fentes* pre-esistenti (favorendone così il riconoscimento e consentendo di effettuare anche una cronologia relativa tra le diverse strutture) ed organizzate in *set* con *trend* preferenziali N30°/N60°/N90°. Il riempimento di queste vene è costituito da cristalli di calcite fibrosa che risultano accresciuti parallelamente ad una stessa direzione di massima estensione (circa N150°). I *set* ad andamento N30° e N90° sono anch'essi caratterizzati da un *pattern en-èchelon* che riflette una cinematica rispettivamente destra e sinistra.

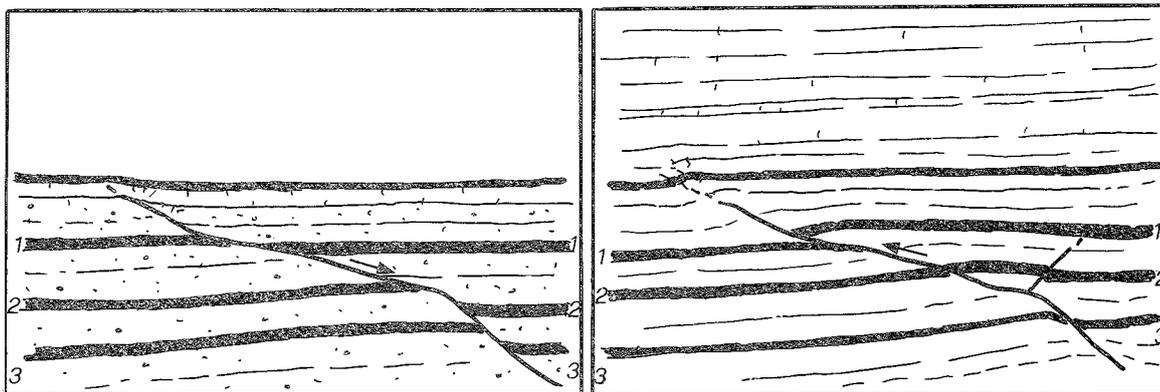
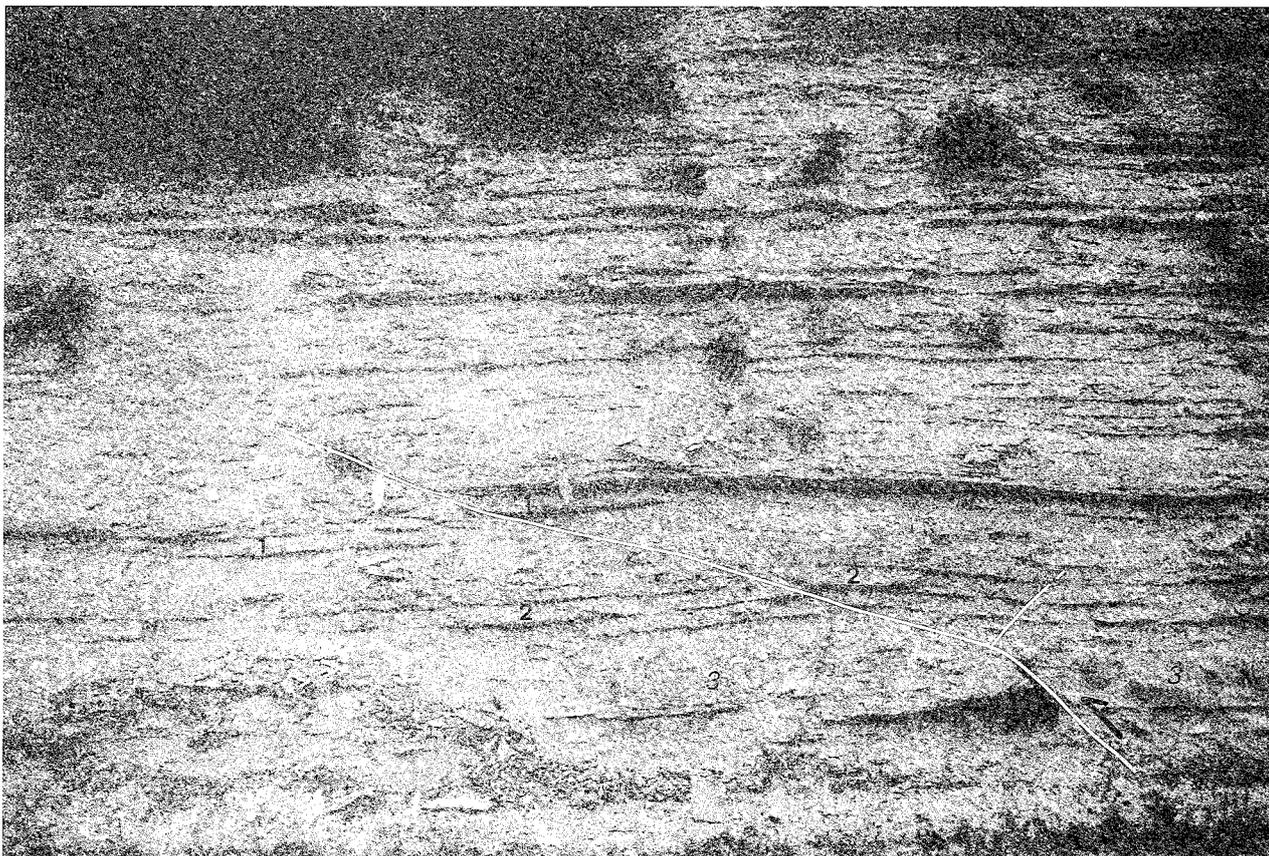


Fig. 7 - Esempio di inversione di faglie dirette sinsedimentarie (in località Fossato di Vico). In (a) le faglie generano un rigetto dell'ordine dei centimetri che tende a diminuire verso l'alto fino ad annullarsi. In conseguenza di un evento compressivo le stesse faglie sono riattivate come inverse: il rigetto viene annullato nella parte bassa mentre, nella parte sommitale, si generano pieghe di accomodamento.

La geometria del campo di stress responsabile della loro genesi appare quindi perfettamente compatibile con quella derivata (da altri dati) per il campo tensionale neogenico (con un  $\sigma_1$  orizzontale ed orientato circa SW-NE).

#### INTERPRETAZIONE STRUTTURALE

Il lavoro di acquisizione dei dati relativi alle mesofaglie ed alle strutture minori ad esse correlate, ha portato all'individuazione di un insieme di indicatori sinsedimentari pre-orogenici geneticamente riconducibili ad una fase distensiva cretacico-paleogenica.

L'analisi dei dati ha anche consentito di verificare

la maggiore stabilità dei *trend* delle strutture nella loro posizione di crescita rispetto a quelli misurati direttamente sul terreno e di ricavare possibili relazioni tra strutture esaminate e campo tensionale responsabile della loro genesi.

Le strutture rilevate sono state raggruppate nelle seguenti tipologie (si vedano anche le Figg. 2 e 11):

1) faglie sinsedimentarie con direzione compresa tra N140° e N160° e pendenze variabili (con immersioni sia verso NE che verso SW); queste strutture risultano spesso riattivate come trascorrenti sia destre che sinistre e subordinatamente come faglie inverse (Fig. 7);

2) faglie sinsedimentarie con direzione compresa tra N40° e N65° e pendenze variabili (con immersioni sia verso NW che verso SE); anche queste strutture mo-

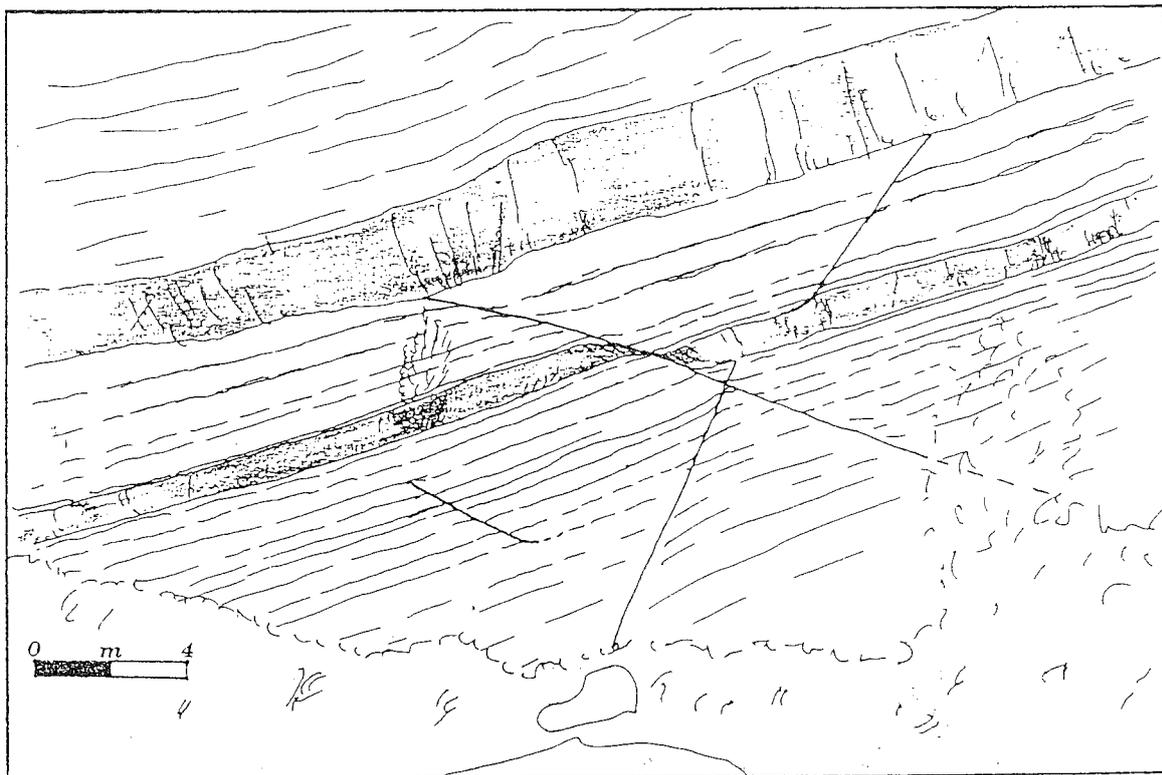
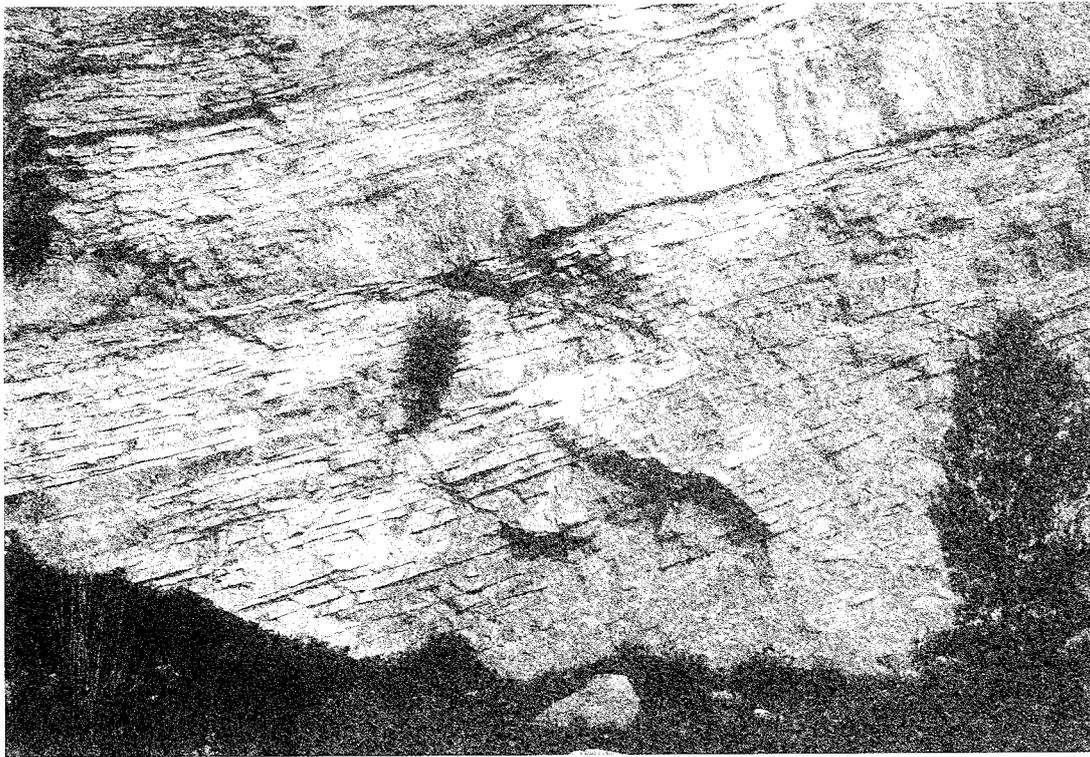


Fig. 8 - Terminazioni (superiori ed inferiori) di piani di faglia in corrispondenza di livelli calcarenitici nella Scaglia Rossa affiorante sul fianco occidentale dell'anticlinale del Monte Conero.

strano spesso evidenti indizi di riattivazione in trascorrenza sia destra che sinistra;

3) vene d'estensione perpendicolari alla stratificazione orientate circa N150°-160°;

4) vene d'estensione perpendicolari alla stratifica-

zione orientate preferenzialmente N50°-60°; tali vene risultano spesso organizzate *en-échelon*;

5) vene d'estensione, perpendicolari agli strati, a direzione circa N10° ed organizzazione *en-échelon* sia destra che sinistra.

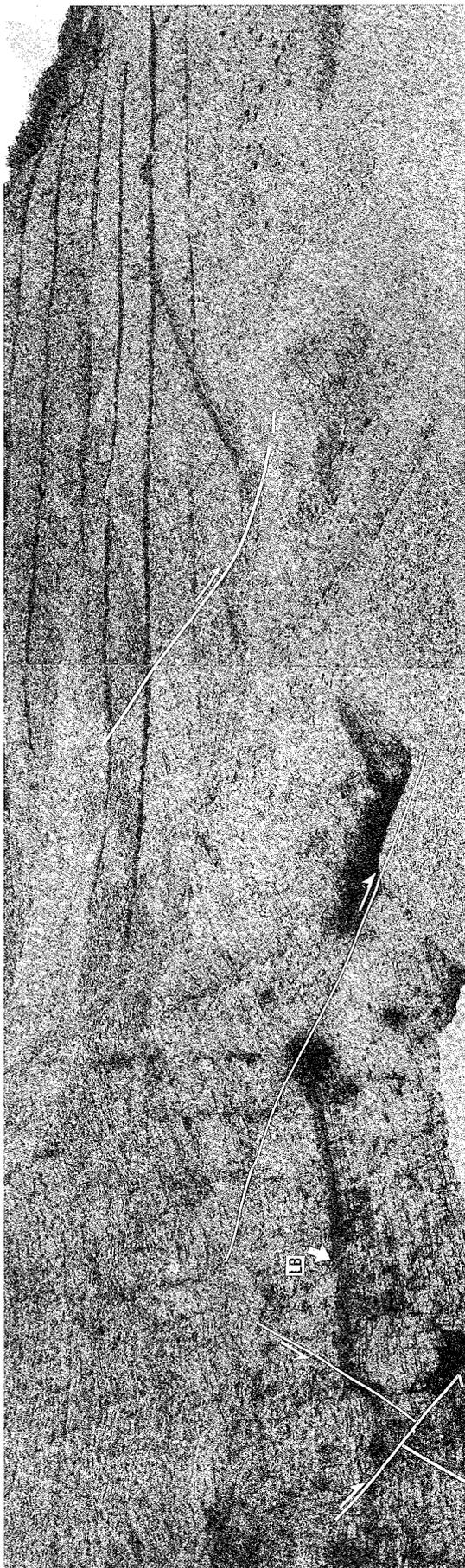


Fig. 9 - Località Monteletto; panoramica della cava esposta nel settore meridionale della dorsale di Gubbio. Si notino le faglie normali sinsedimentarie che hanno ribassato (verso SW) il livello Bonarelli (freccia) e che terminano superiormente al passaggio Scaglia Bianca-Scaglia Rossa.

A queste strutture vanno inoltre associate anche superfici stilolitiche parallele alla stratificazione e superfici stilolitiche sub-parallele (e spesso sovrainposte) alle *fentes* orientate circa N 150°-160° (Fig. 10).

L'insieme dei dati analizzati consente di svolgere alcune considerazioni sulle modalità attraverso cui, nell'area oggetto di questo studio, si realizza la deformazione complessiva (*bulk deformation*) in regime pre-orogenico. Questa, infatti appare fortemente condizionata dalla interazione tra elementi strutturali di differente ordine gerarchico. In altri termini, l'assottigliamento crostale del margine afro-adriatico sembra avvenire non solo attraverso lo sviluppo di strutture regionali ma anche attraverso una deformazione pervasiva a scala minore.

Si è già detto che, in questo settore appenninico, le strutture regionali associate ad eventi deformativi pre-orogenici (già attivi fin dal Giurassico) mostrano due *trend* preferenziali: uno orientato circa N-S e l'altro circa E-W. Un modello di tettonica distensiva pre-orogenica deve quindi innanzitutto spiegare l'origine e la geometria di queste strutture che, a prima vista, appaiono non congruenti con un unico regime tettonico.

Un meccanismo che consente di spiegare lo sviluppo penecontemporaneo di strutture orientate circa perpendicolarmente tra loro, è illustrato in figura 12. Come si può osservare, in condizioni di stazionarietà della geometria di un sistema di stress (in questo caso con  $\sigma_1$  subverticale) sono possibili inversioni tra le componenti minima ( $\sigma_3$ , che si suppone orientata originariamente circa E-W) ed intermedia ( $\sigma_2$ ), dovute a fluttuazioni dei loro valori di magnitudo (PRICE, 1966; CELLO & COPPOLA, 1984). Queste inversioni possono essere associate alla variabilità delle condizioni di confinamento e/o alla caduta di tensione che si registra durante la genesi (e/o la riattivazione) di discontinuità strutturali (BYERLEE & WYSS, 1978; STEARNS *et alii*, 1981). In altri termini a mano a mano che la deformazione procede, la possibilità che si registrino variazioni in magnitudo delle componenti principali di un sistema di stress stazionario non è affatto da considerare come un evento eccezionale in quanto queste variazioni rappresentano piuttosto la naturale risposta del sistema al processo deformativo.

E' evidente pertanto che, se anche nell'area oggetto di questo studio si sono verificate tali condizioni, allora inversioni localizzate e transienti tra gli assi  $\sigma_3$  e  $\sigma_2$  possono aver reso cinematicamente compatibile lo sviluppo di due *set* di faglie regionali ad andamento circa N-S ed E-W.

A questa deformazione localizzata (a scala regionale) può anche associarsi un campo di fratturazione pervasivo, e di ordine inferiore, caratterizzato da rapporti geometrici ben precisi con le strutture di rango superiore; detti rapporti sono, di fatto, controllati dall'orientamento della componente orizzontale ( $\sigma_h$ ) dello sforzo principale massimo.

Noi riteniamo che le associazioni di faglie sinsedimentarie rilevate nell'area in esame possano interpretarsi proprio come elementi omologhi a quelli di rango inferiore di figura 12 e che queste stesse strutture contribuiscono a realizzare un assottigliamento pervasivo e generalizzato del margine afro-adriatico in tempi pre-miocenici.

Da quanto detto circa le caratteristiche delle mesostrutture rilevate in ogni singola stazione, risulta inol-

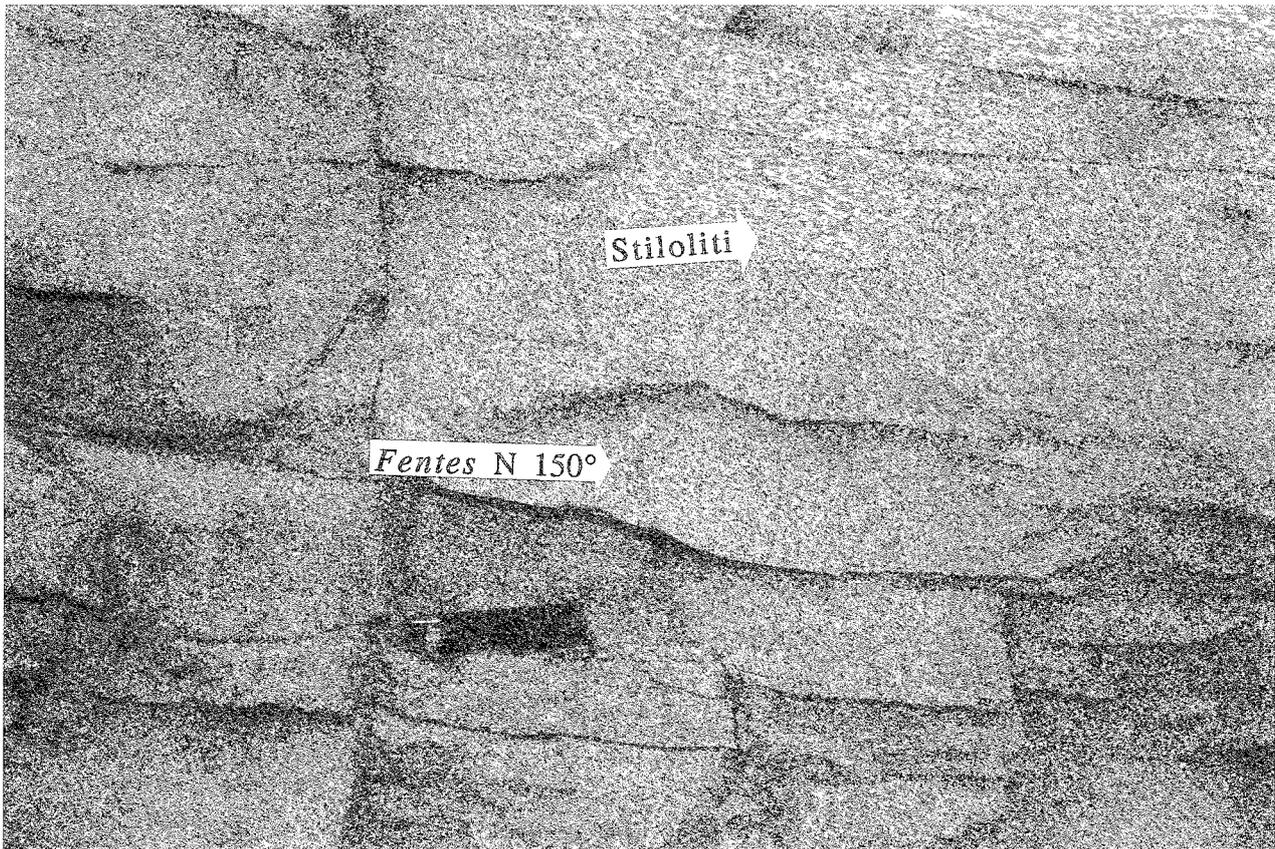


Fig. 10 - Particolare di *fentes*, con direzione N150° rimodellate e/o oblitrate da processi di *pressure solution*.

tre che queste si sono originate come “*semi-ductile structures*” (PRICE, 1966; PRICE & COSGROVE, 1991) in quanto i sedimenti interessati mostrano i caratteri tipici dei materiali parzialmente e/o nient'affatto consolidati, con contenuti in fluidi abbastanza alti e con pressioni parziali che, localmente, potevano essere anche molto elevate. E' evidente perciò che il livello di *stress* (o *stress* differenziale  $\sigma_1 - \sigma_3$ ) necessario per la loro formazione doveva essere estremamente basso (dell'ordine di qualche centinaio di *bars*).

Queste considerazioni sembrerebbero confermare il fatto che le mesostrutture analizzate si siano potute originare in risposta ad una compressione (orientata circa N-S) talmente modesta da poter essere indotta dalla sola componente orizzontale  $\sigma_h$  del sistema di *stress* agente.

Se queste argomentazioni a supporto del modello deformativo proposto sono corrette, allora è possibile non solo giustificare la geometria complessiva delle associazioni strutturali osservate ed i loro rapporti con le strutture regionali, ma anche gli indizi di movimenti trascorrenti (coevi alla distensione) osservati su alcuni piani di faglie sinsedimentarie, nonché l'organizzazione *en-èchelon* di molte delle vene d'estensione ad esse associate.

In conclusione, quindi, lo sviluppo di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche “consegna” alla fase neogenica (caratterizzata da un  $\sigma_1$  suborizzontale ed orientato circa SW-NE) un settore crostale assottigliato e pervasivamente anisotropo sotto il profilo strutturale. Questa specificità del margine afro-adriatico influenza, a luoghi anche in maniera determinante, le modalità di costruzione e lo stile strutturale della catena

centro-appenninica (CELLO & COPPOLA, 1989). E' stato osservato infatti che le strutture pre-esistenti possono essere o meno attivate non solo in funzione delle loro caratteristiche frizionali ma anche in funzione del loro orientamento rispetto alla direzione di massima compressione. Nell'area esaminata, le faglie regionali orientate circa N-S e le mesofaglie N140°-160°, entrambe ereditate da eventi tettonici pre-orogenici, mostrano indizi di riattivazione sia come trascorrenti che, in alcuni casi, come faglie inverse, mentre quelle orientate circa E-W e N 40°-65° sono state riattivate solo come faglie trascorrenti transpressive.

Per le faglie riattivate con componente di trascorrenza va infine segnalato che il pattern di movimento risulta spesso di difficile interpretazione in quanto su piani aventi più o meno la stessa direzione si evidenziano strie di movimento sia destrali che sinistrali.

Una possibile interpretazione per questo tipo di comportamento, che interessa faglie dello stesso *trend*, è illustrata in fig. 13 dove si può osservare come, nell'ambito di uno stesso *set*, variando di pochi gradi la direzione del piano di discontinuità strutturale rispetto a quello del  $\sigma_1$ , le riattivazioni indotte possono essere sia con componente destrale che sinistrale.

## CONCLUSIONI

I risultati di questo studio suggeriscono che la deformazione pre-orogenica del margine afro-adriatico si è realizzata attraverso lo sviluppo di strutture regionali, ad alto angolo tra loro ed apparentemente incongruenti, che rappresentano invece la risposta naturale

Faglie sinsedimentarie

Numero di misure 221

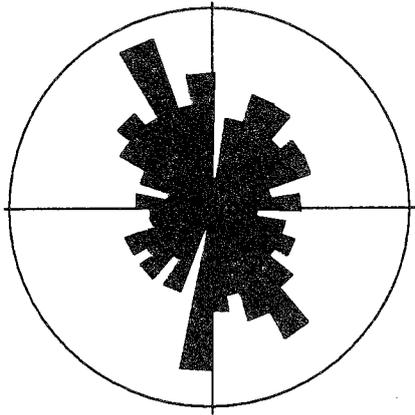


Diagramma a rosa. Valore max 6%

Vene di estensione

Numero di misure 235

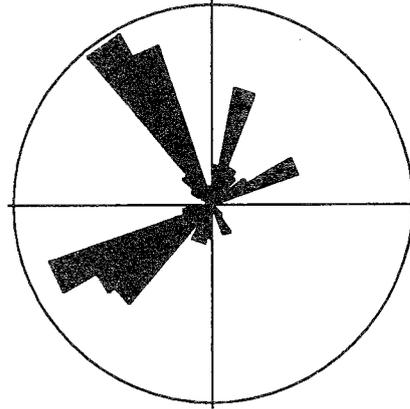


Diagramma a rosa. Valore max 13%

Fig. 11 - Rose diagrams cumulati per l'intera area oggetto di studio e relativi alle faglie sinsedimentarie (a) ed alle fentes (b).

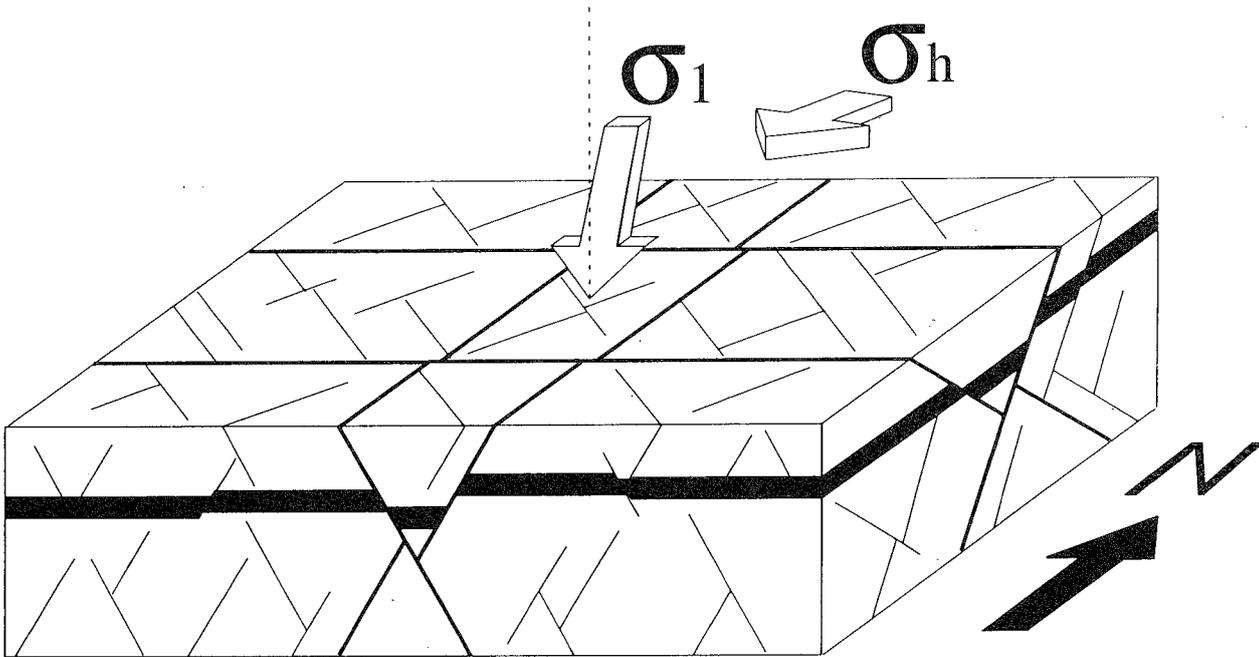


Fig. 12 - Modello di sviluppo di due set di faglie regionali ad andamento circa N-S e E-W (per la spiegazione si veda il testo). Alla deformazione regionale si associa un campo di fratturazione pervasivo, di ordine inferiore, i cui rapporti con le strutture di rango superiore sono controllati dall'orientamento della componente orizzontale ( $\sigma_h$ ) dello sforzo principale massimo.

delle rocce ad un sistema di stress distensivo soggetto, nel corso della deformazione, ad inversioni periodiche delle sue componenti intermedia e minima.

A questa deformazione localizzata (a scala regionale) si associa una deformazione pervasiva registrata da strutture di rango inferiore che interessano l'intera area. La geometria complessiva delle mesostrutture analizzate ed il loro carattere di "semi-ductile structures" consentono di ipotizzare, per la loro genesi, livelli di stress estremamente bassi e probabilmente connessi con la sola azione della componente orizzontale del si-

stema di stress agente nel corso delle fasi di assottigliamento crostale del margine.

L'insieme delle mesostrutture analizzate mostra chiari indizi di riattivazione durante le fasi compressive neogeniche che hanno portato alla strutturazione del sistema a thrust umbro-marchigiano. Riattivazioni di una certa rilevanza, ai fini del controllo di queste strutture sulle modalità di costruzione del sistema a thrust centro-appenninico, sono le inversioni registrate su originarie faglie dirette ad andamento NW-SE (le quali hanno probabilmente favorito scollamenti e raddoppi

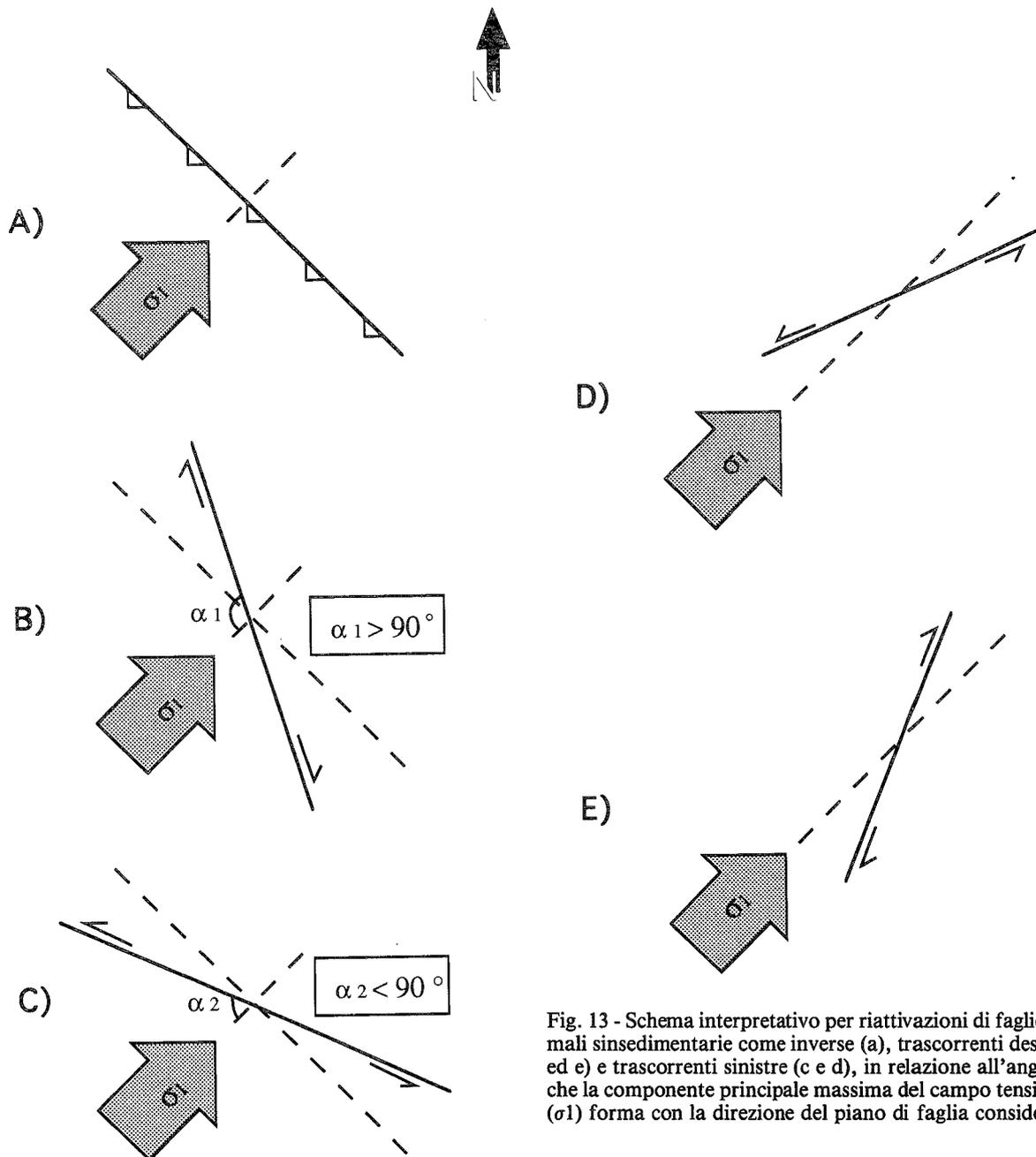


Fig. 13 - Schema interpretativo per riattivazioni di faglie normali sinsedimentarie come inverse (a), trascorrenti destre (b ed e) e trascorrenti sinistre (c e d), in relazione all'angolo  $\alpha$  che la componente principale massima del campo tensionale ( $\sigma_1$ ) forma con la direzione del piano di faglia considerato.

nell'ambito della successione) e la rimobilizzazione di strutture pre-orogeniche, orientate circa N-S e E-W, come faglie trascorrenti/transpressive rispettivamente destre e sinistre.

#### BIBLIOGRAFIA

- ACCARIE H., BEAUDOIN B., CUSSEY R., JOSEPH P. & TRIBOULET S. (1986) - *Dynamique sédimentaire et structurale au passage plateforme/bassin. Les faciès carbonatés crétacés du massif de la Maiella (Abruzzes, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **36**, 217-231.
- ALVAREZ W. (1989) - *Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria-Marche Apennines of central Italy*. Geology, **18**, 407-410.
- ALVAREZ W., COLACICCHI R., MONTANARI A. (1985) - *Synsedimentary slides and bedding formation in Apenninic pelagic limestones*. Journ. Sedim. Petrol., **55**(5), 720-734.
- BYERLEE J. & WYSS M. (1978) - *Rock friction and earthquake prediction. Contribution to current research in geophysics (CCRG)*. Pure and applied geophysics, **6**, Birkhauser.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & MICARELLI A. (1986) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area umbro-marchigiana dal Trias al Pleistocene*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale "La geologia delle Marche".
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, cronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy)*. Tectonics, **13**, 4, 873-881.
- CELLO G. & COPPOLA L. (1984) - *Assetto geologico-strutturale dell'area anconetana e sua evoluzione Plio-Quaternaria*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 97-109.
- CELLO G. & COPPOLA L. (1989) - *Modalità e stili deformativi nell'area anconetana*. Studi Geol. Camerti, **11**, 37-47.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERRUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**, 7-89.
- COLACICCHI R., BALDANZA A. & PARISI G. (1985) - *Torbiditi carbonatiche nella scaglia rossa del bacino umbro-marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche*. Geologica Romana, **24**, 35-72.
- COLACICCHI, PASSERI L. & PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese*

*umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale.* Mem. Soc. Geol. It, 9, 839-874.

- DAVISON I. (1987) - *Normal fault geometry related to sediment compaction and burial.* Journal of Structural Geology, 9, 4, 393-401.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., 48, 473-484.
- GALDENZI S. (1986) - *Rapporti laterali tra diverse sequenze giurassiche della dorsale marchigiana fra la Gola della Rossa e Monte Canfaieto.* Mem. Soc. Geol. It., 335, 49-55.
- LELOUP P.H., PHAM T.T., ARMJO R. & LACASSIN R. (1988) - *Champs de contraintes et cinématique des chevauchements sud-alpins près de la terminaison de la faille judicarienne* - C.R. Acad. Sci., 307, 2, 797-804.
- LOWRIE W. & ALVAREZ W. (1976) - *Palaeomagnetic studies of the Scaglia rossa limestones in Umbria.* Mem. Soc. Geol. It., 15, 41-50.
- PRICE N.J. (1966) - *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks.* Pergamon, Oxford.
- PRICE N.J. & COSGROVE J.W. (1991) - *Analysis of geological structures.* University Press, Cambridge.
- STEARNS D.W., COUPLES G.D., JAMISON W.R. & MORSE J.D. (1981) - *Understanding faulting in the shallow crust: contributions of selected experimental and theoretical studies.* In: N.L. CARTER, M. FRIEDMAN, J.M. LOGAN and D.W. STEARNS (Editors), *Mechanical behavior of crustal rocks - The Handin Volume.* Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union, 24, 215-229.
- WINTER T. & TAPPONIER P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocène dans le centre de l'Italie: données microtectoniques.* Bull. Soc. Géol. France, 162, 6, 1095-1108.

