

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA DELL'AREA DI FRASASSI

INDICE

RIASSUNTO	pag.	229
ABSTRACT	"	229
INTRODUZIONE	"	229
ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	"	230
Litostratigrafia	"	230
Dati strutturali	"	231
Mesostrutture	"	232
Strutture maggiori	"	232
EVOLUZIONE TETTONICA	"	234
CONCLUSIONI	"	236
BIBLIOGRAFIA	"	236

RIASSUNTO

La realizzazione di una carta geologica e di tre sezioni bilanciate in direzione parallela al trasporto tettonico ha permesso di definire le modalità attraverso le quali è avvenuta l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area di Frasassi.

In primo luogo è stato definito il *pattern* di affioramento delle successioni giurassico-infracretaciche e delle strutture sinsedimentarie responsabili delle variazioni di facies e spesso presenti; in seconda analisi è stato evidenziato il controllo esercitato da parte di queste ultime, sulle modalità della deformazione neogenica.

Il bilanciamento delle tre sezioni geologiche ha inoltre mostrato come le faglie sinsedimentarie giurassiche vengano dapprima coinvolte in modo passivo nel piegamento generalizzato che interessa l'area e solo in seguito subiscano una inversione parziale che precede l'attivazione delle strutture di neoformazione.

ABSTRACT

The construction of a 1:25,000 scale geologic map and sequential balancing of three cross-sections parallel to the transport direction, allowed us to define the tectonic and sedimentary evolution the Frasassi area.

First, the outcrop pattern of the Jurassic-"middle" Cretaceous successions and the synsedimentary structures, producing facies and thickness variations, have been defined. Then, the control exerted by these structures on the development of Neogene contractional features has been analysed.

The sequential balancing process suggests that Jurassic synsedimentary faults are passively deformed during an early folding event. The faults are then partially reactivated (inverted), and later cross-cut by newly-formed thrust faults.

PAROLE CHIAVE: Appennino Umbro-Marchigiano, tettonica sinsedimentaria, sezioni bilanciate

KEY WORDS: Umbria Marche Apennines, synsedimentary tectonics, balanced-cross section.

INTRODUZIONE

L'area in esame è ubicata nel settore centro-settentrionale della ruga appenninica esterna dell'area umbro-marchigiana (Fig. 1). Questo elemento morfotettonico si è sviluppato tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore (CALAMITA *et alii*, 1991) nell'ambito della strutturazione della catena a pieghe e sovraccorrenti dell'Appennino Centrale (CALAMITA *et alii*, 1994).

Gli elementi strutturali affioranti nell'area derivano quindi dalla deformazione neogenica dei domini esterni. Detti domini includono ambienti deposizionali meso-cenozoici caratterizzati da sedimentazione in facies di piattaforma e bacinale, e suggeriscono che i settori crostali coinvolti nella deformazione appartenevano ad aree assottigliate del margine tetideo meridionale.

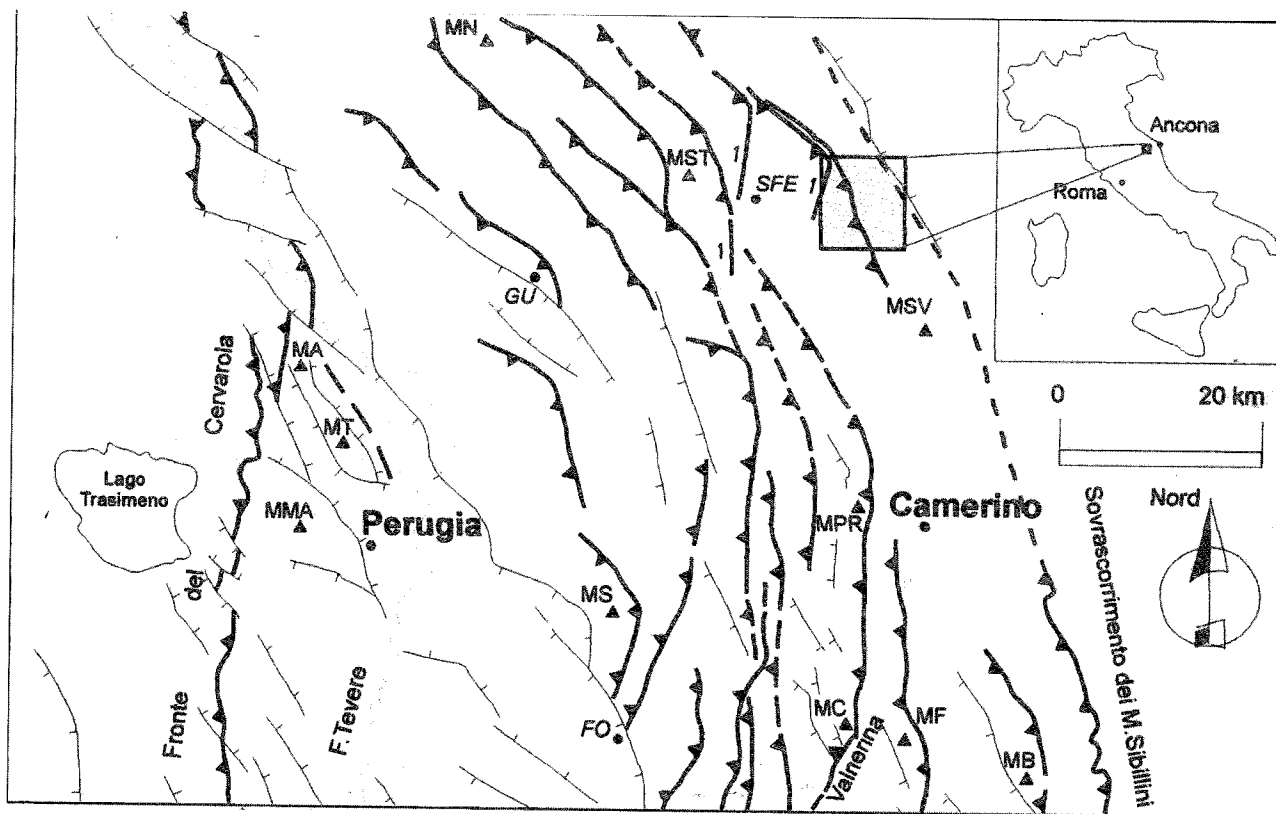
Indicazioni sull'assottigliamento di questo settore del margine, iniziato presumibilmente alla fine del Lias inferiore (CENTAMORE *et alii*, 1986), sono fornite dalla presenza di faglie normali sinsedimentarie e dalle brusche variazioni di facies nelle successioni giurassico-infracretaciche (Fig. 2) (BERNOULLI, 1967; COLACICCHI *et alii*, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1971; LOWRIE & ALVAREZ, 1976; GALDENZI, 1986; CELLO & COPPOLA, 1989; CALAMITA *et alii*, 1986; ALVAREZ, 1989; SANTANTONIO 1993; TAVARNELLI, 1995).

La ricostruzione dell'originaria distribuzione areale delle zone di alto e basso strutturale mesozoiche risulta però complicata sia dalla discontinuità degli affioramenti che dagli effetti deformativi post-sedimentari.

La genesi di tali strutture, sicuramente legata alla fase di apertura della Tetide occidentale, è stata correlata da alcuni autori allo sviluppo di strutture diapiriche ed a rimobilizzazioni nella formazione basale delle Anidriti di Burano (BOSELLINI & COLTORTI, 1981, COLI, 1980). ALVAREZ (1989) attribuisce, invece, l'apparente dispersione mostrata dal *pattern* di affioramento delle faglie sinsedimentarie mesozoiche del M.te Nerone ad uno sviluppo, in un unico sistema cinematico 'a tavoletta di cioccolato', caratterizzato da una distensione generalizzata in tutte le direzioni.

La presenza di strutture sinsedimentarie associate a consistenti variazioni nella successione sedimentaria giu-

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



Faglia diretta



Sovrascorrimento



Faglia trascorrente



Fig. 1- Schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano ed ubicazione dell'area studiata (da DEIANA & PIALLI, 1994, modificato).

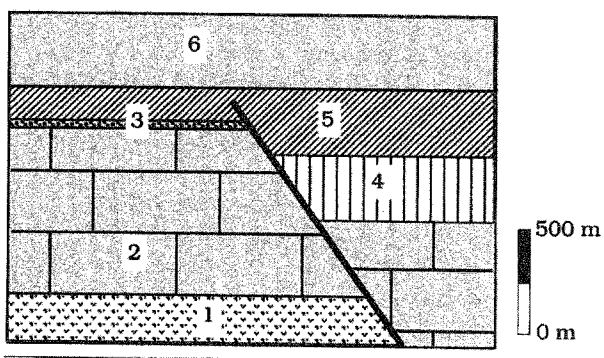


Fig. 2- Successione stratigrafica schematica: 1) - Anidriti di Burano; 2) - Calcare massiccio; 3) - Calcari Nodulari; 4) - Successione completa (Corniola, Formazione del Bosso, Calcari diasprini u-m); 5) - Maiolica; 6) - Successione cretacio-paleogenica (Marne a Fucoidi, Scaglia). Le variazioni di facies e spessore delle successioni cretacio-paleogeniche sono controllate da faglie normali sinsedimentarie ad alto angolo.

rassico-infracretacica pone quindi una serie di interrogativi di natura sia paleoambientale, riguardo all'evoluzione del margine stesso, sia meccanici, in relazione al ruolo che tali strutture hanno avuto durante la successiva messa in posto dei principali *thrust sheets* delle zone esterne di catena.

In questo articolo vengono proposte alcune risposte a detti interrogativi sulla base di analisi di dettaglio delle caratteristiche meso e macrostrutturali, oltre che sedi-

mentologiche e stratigrafiche, che caratterizzano la successione affiorante nell'area di Frasassi. I vincoli imposti dall'analisi sono stati forniti dai dati del rilevamento geologico alla scala 1:25.000 (si veda la carta geologica allegata), dai caratteri geologico-strutturali e dai *constraints* imposti per la costruzione di tre sezioni bilanciate trasversali alle strutture regionali che interessano l'area oggetto di questo studio.

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Litostratigrafia

Nell'area rappresentata nella carta geologica allegata affiorano i termini della successione stratigrafica umbro-marchigiana che vanno dal Calcare massiccio (Hettangiano-Sinemuriano inf.) alla formazione del Bisciario (Aquitano-Burdigaliano p.p.).

La porzione giurassico-infracretacica della successione è caratterizzata da variazioni di facies e di spessore considerevoli. Queste sono state associate ad una fase tettonica distensiva che, alla fine del Lias inferiore, produce lo smembramento della piattaforma carbonatica triassico-liassica ed instaura un generale ambiente a sedimentazione pelagica. La pre-esistente piattaforma subisce quindi un "annegamento differenziato" causato dall'attività di faglie sinsedimentarie che favoriscono lo sviluppo di zone di alto strutturale ed di aree di basso strutturale.

Al di sopra del *Calcare massiccio*, che rappresenta il prodotto della sedimentazione carbonatica nelle aree di piattaforma, vengono quindi a deporsi due successioni pelagiche distinte: la successione completa e quella condensata.

La successione completa è costituita dai sedimenti depositatesi nei paleobacini giurassico-infracretacici di basso strutturale. Essa è costituita dalle formazioni della *Corniola*, del *Bosso* e dei *Calcarei diasprini umbro-marchigiani*. Lo spessore complessivo della successione nell'area di Frasassi è di 300-350 m.

Corniola (Sinemuriano sup.-Domeriano)

Affiora in prossimità dell'imbocco della Gola della Rossa dove è in contatto per *back thrust* con il *Calcare massiccio* del versante orientale del M. Revellone (loc. Ponte Chiaradovo); più a Nord (Valle del Vernino) il contatto tra le due formazioni è invece impostato lungo una paleoscarpata giurassica in prossimità della quale si rinvengono intercalazioni conglomeratiche nella *Corniola* e megabrecce riferibili a materiale risedimentato.

La formazione si presenta in strati sottili e medi costituiti da calcari micritici di colore nocciola, a tratti in alternanza con calcareniti grigio-nocciola, in genere più spesse; lo spessore della formazione è di circa 150 m.

Formazione del Bosso (Toarciano-Bathoniano)

E' formata da due membri: quello inferiore è costituito dal *Rosso ammonitico* e quello superiore è riferibile ai *Calcarei e marne a Posidonia*. Nell'area di Frasassi affiora esclusivamente nei pressi di Case Palombara dove è in continuità di sedimentazione con la sottostante *Corniola*.

Il membro inferiore (Rosso ammonitico) è costituito da litofacies calcaree in strati sottili che passano superiormente a marne nodulari di colore rossastro anch'esse sottilmente stratificate; il membro superiore è costituito invece da calcari e calcari marnosi beige, con selce. Lo spessore della formazione è di 50-60 m.

Calcarei diasprini u-m (Calloviano-titonico inf.)

Affiorano diffusamente nelle aree di Camponococchio, Valgiubbola e, più a Nord, lungo il versante orientale di M. S. Pietro fino a M. Sassone con uno spessore medio di circa 150 m. La formazione è costituita da calcari selciferi verdastri con selce policroma e calcari micritici. Si hanno frequenti intercalazioni di livelli calcarenitici.

Nelle porzioni superiori ed in quelle basali prevalgono le litofacies prettamente calcaree mentre in quelle intermedie si osserva una prevalenza dei litotipi selciferi.

In prossimità di Camponococchio e a Sud di Valtreara è osservabile un contatto di *on-lap* con il *Calcare massiccio*, rispettivamente lungo paleoscarpate a direzione NNW-SSE e SW-NE mentre sul versante settentrionale di M. Scoccioni frequenti intercalazioni calcarenitiche e *slumping* intraformazionali testimoniano di un'intensa attività sinsedimentaria giurassica della scarpata (DI BUCCI *et alii*, 1993; GALDENZI, 1986).

La successione condensata è costituita principalmente da calcari nodulari beige, a tratti verdastri (*Calcarei Nodulari del Bugarone* (Carixiano-Titonico inf.),

CHIOCCHINI *et alii*, 1976), in strati medio-spessi, deposti nelle aree paleogeograficamente più elevate (*seamounts*) in continuità di sedimentazione al di sopra del *Calcare massiccio* del M. Nerone. Affiora lungo tutta la dorsale di M. Vallemontagnana-M. Frasassi, sulla cima del M. Sassone e sul M. Pietroso dove raggiunge uno spessore massimo di 40-50 m.

Nell'area in esame non affiorano sedimenti riferibili a successioni 'intermedie' o di passaggio (Serie Ridotte di COLTORTI & BOSELLINI, 1980 e successioni composte di CENTAMORE *et alii*, 1976) che sono invece piuttosto comuni nelle aree limitrofe (struttura di M. S. Vicino - GALDENZI, 1986). Poiché dette successioni testimoniano l'esistenza di zone marginali di raccordo graduale tra alti strutturali e aree bacinali, la loro assenza nelle aree rilevate lascia supporre che i bruschi cambiamenti paleogeografici e di facies evidenziati nella zona di Frasassi possano essere imputati all'attività di importanti faglie sinsedimentarie con dislivelli dell'ordine di 150-200 m.

Al di sopra di entrambe le successioni sopra descritte si rinviene in continuità stratigrafica la formazione della *Maiolica* (Titonico sup - Aptiano p.p.).

Essa è costituita da calcari micritici di spessore estremamente variabile in relazione alle diverse situazioni paleogeografiche. Gli spessori minori (50-100m) si osservano laddove la *Maiolica* è in continuità con le successioni condensate, mentre spessori maggiori (250-350 m) si ritrovano in corrispondenza delle successioni complete; ciò a testimonianza di una tettonica sinsedimentaria ancora attiva durante la deposizione almeno della parte bassa della stessa *Maiolica* ('*Maiolica nodulare*', MICARELLI *et alii*, 1977).

Con la deposizione della formazione delle *Marne a Fucoidi* (Aptiano p.p.-Cenomaniano p.p.) e della soprastante *Scaglia bianca* (Cenomaniano p.p.-Turoniano medio), scompaiono variazioni di facies e di spessore nella successione che si presenta quindi piuttosto omogenea in tutta l'area.

Un'attività tettonica distensiva sinsedimentaria cretaceo-paleogenica è tuttavia documentata dalla presenza di faglie normali sinsedimentarie e da fenomeni di *slumping* intraformazionali (M. La Croce e M. S. Pietro) nella formazione della *Scaglia rossa* (Turoniano superiore-Eocene medio p.p.); all'interno di questa unità si rinvengono, inoltre (M. Castellaro), frequenti intercalazioni di microclastite costituite da materiale fine (silt) di colore bianco-rosato, sottilmente laminate che presumibilmente rappresentano il risultato delle ultime fasi deposizionali di flussi calcarenitici impostatesi in aree limitrofe (COLACICCHI & BALDANZA, 1986).

Dati strutturali

L'analisi strutturale dell'area di Frasassi è stata condotta a due differenti scale: quella mesoscopica ha portato al riconoscimento delle strutture minori operando, sulla base dei rapporti di cronologia relativa, una differenziazione cronologica delle mesostrutture pre-orogeniche; quella macroscopico-cartografica ha invece permesso di definire i rapporti che intercorrono fra le principali strutture sinsedimentarie giurassico-infracretaciche ed i motivi di accavallamento neogenici.

Mesostrutture

Le successioni giurassico-infracretaciche affioranti nell'area sono pervasivamente interessate da superfici stilolitiche sub-parallele alla stratificazione. Tali superfici sono comunemente associate e/o sovrapposte a *fentes* con riempimento calcitico perpendicolari alle superfici di *pressure solution* ed orientate preferenzialmente N 155°-160°E. A luoghi, le *fentes* risultano organizzate secondo una disposizione *en-èchelon*.

L'associazione sistematica di questo set di strutture minori suggerisce che il loro sviluppo sia penecontemporaneo e legato presumibilmente ad una fase distensiva generalizzata dell'area (CELLO *et alii*, 1996).

Tale distensione è confermata anche dalla presenza, in particolare all'interno delle formazioni bacinali dei *Calcari Diasprini* e della *Maiolica*, di pieghe da *slumping* presenti in prossimità di paleoscarpate ed associabili all'attività sinsedimentaria di faglie normali che bordavano i paleobacini giurassici.

Nei termini cretacico-paleogenici della *Scaglia* è osservabile un sistema di vene d'estensione interpretabile secondo uno schema cronologico ben definito: un primo gruppo, con orientamento N150°E-160°E, è associabile ad un evento distensivo pre-miocenico che ha interessato il margine passivo afro-adriatico dal Cretacico fino all'Oligocene (CELLO *et alii*, 1996; WINTER & TAPPONIER, 1991); un secondo gruppo, compatibile con una direzione di massima compressione orientata N60°E, si sviluppa invece come un sistema di *fentes en-èchelon* sovrapposto e quindi cronologicamente successivo alle precedenti, orientato N30°E/N60°E/ N90°E (Fig. 3). Tale sistema è correlabile con le fasi orogeniche appenniniche responsabili anche dello sviluppo di piani stilolitici perpendicolari alla stratificazione ed orientati N140°E-N150°E.

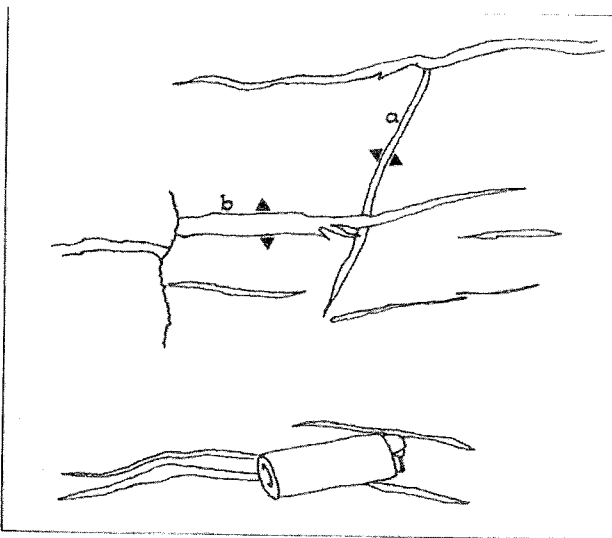


Fig. 3 - Vene d'estensione nella formazione della maiolica: le *fentes* N50° E (b) si sovrappongono alle N150° E (a) evidenziando i rapporti cronologici tra i due set di microstrutture.

Lungo l'anticlinale di M. Murano-Arcevia alle *fentes* del primo gruppo sono associate numerose faglie normali sinsedimentarie che interessano la formazione della *Scaglia rossa*; il loro carattere sinsedimentario e quindi le evidenze di contemporaneità tra i processi di faglia-

mento e sedimentazione sono chiaramente evidenziate dalla riduzione progressiva, verso l'alto, del rigetto stratigrafico e dalla terminazione sommitale, in corrispondenza di intervalli indeformati, del piano di faglia. Queste, mostrano un andamento N150°E-N160°E, rigetti da metrici a centimetrici e caratteri di *semi-ductile structures* (Fig 4) (CELLO *et alii*, 1996).

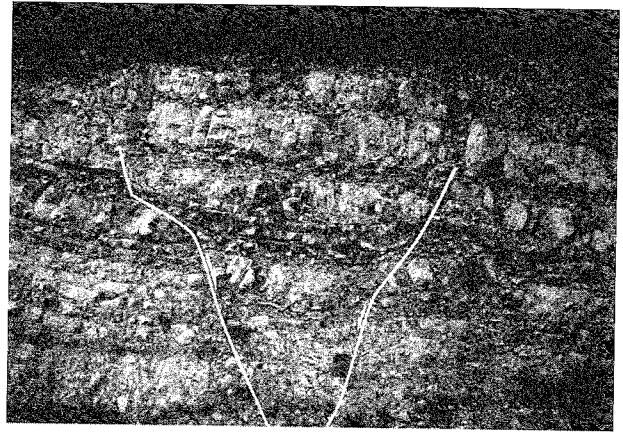


Fig. 4 - Faglie sinsedimentarie nella formazione della *Scaglia rossa*. Risulta evidente la terminazione superiore del piano di faglia associata al graduale annullamento del rigetto nella parte alta; la geometria irregolare è dovuta alla presenza di intervalli litologicamente meno competenti ed al carattere di *semi ductile structure* delle faglie stesse.

Gli effetti deformativi neogenici risultano invece evidenti lungo l'allineamento Valtreara-Cerqueto dove è stata individuata, all'interno delle formazioni della *Scaglia rossa* e della *Scaglia cinerea*, una *shear zone* pervasiva (Fig. 5a) caratterizzata dalla presenza di piani C di taglio inverso/transpressivo destro e da superfici di clivaggio sigmoidale di *pressure solution* (superfici S) comprese tra piani di taglio a basso angolo (Fig. 5b); lungo l'allineamento sono inoltre osservabili, a Nord di Genga, mesopieghe con piano assiale a direzione appenninica e superfici di *transecting cleavage* sub-verticali, con direzione N50°E, nei pressi di S. Vittore (CALAMITA *et alii*, 1987).

Strutture maggiori

Nell'area di Frasassi sono stati individuati due principali situazioni paleogeografiche riferibili a zone originariamente di alto e di basso strutturale; queste risultano separate da faglie sinsedimentarie giurassiche ad alto angolo che, nella maggior parte dei casi, segnano il limite di affioramento delle due successioni rilevate (vedi carta allegata).

Sulla base dei rapporti giaciture e delle caratteristiche litologiche delle due successioni, nonché dell'assetto strutturale dell'area, è stato possibile evidenziare e caratterizzare alcuni lineamenti tettonici di età giurassico-infracretacica e di valenza regionale.

Detti lineamenti, sono riferibili a due *trend* preferenziali: uno principale orientato NNW-SSE ed uno secondario ad andamento NE-SW. Un tipico esempio di struttura giurassico-infracretacica è la paleoscarpata del versante occidentale di M. Pietroso e del Sassone dove è ben visibile l'appoggio in *on-lap* dei *Calcari*

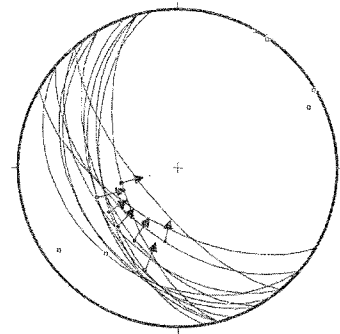


Fig. 5 - a-Zona di taglio (tettoniti S-C) nella *Scaglia Rossa* in località S.Vittore; b-Plot diagram dei piani C di taglio con relative strie (freccie) e dei poli dei piani di clivaggio di dissoluzione per pressione S (quadrati).

diasprini direttamente sul *Calcare massiccio* (Fig. 6).

Nell'area di Frasassi è quindi possibile distinguere un originario paleobacino allungato in direzione NNW-SSE (caratterizzato dalla deposizione della successione completa) e tre alti strutturali (M. Frasassi, M. Pietroso e M. Murano) litologicamente omogenei e separati dalla zona bacinale da altrettante paleoscarpate.

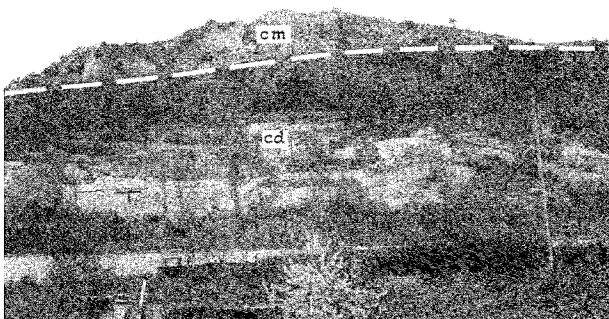


Fig. 6 - Il Sassone: appoggio in *on-lap* della formazione dei *Calcari diasprini u-m (cd)* sul *Calcare massiccio (cm)* sub-orizzontale lungo la faglia giurassica ad est dell'abitato di Camponococchio.

Particolare è la struttura del M. Sassone che si presenta come un cuneo di *Calcare massiccio*, allungato in direzione NNW-SSE e letteralmente 'affogato' all'interno della successione completa; esso viene interpretato come un'area batimetricamente rialzata (*seamount*), nell'ambito del bacino, da paleofaglie normali antitetiche.

L'attività delle faglie sinsedimentarie nel Giurassico-Infracretacico è documentata anche dalla presenza di accumuli di megabrecce lungo le principali paleoscarpate o intercalate all'interno delle successioni complete. Le megabrecce sono state interpretate come scivolamenti sottomarini di 'soft sediments' innescate dai continui movimenti sinsedimentari lungo le faglie normali (GALDENZI, 1986).

Le paleofaglie di M. Frasassi, del versante occiden-

tale di M. Scoccioni e di M. Murano presentano chiare evidenze di rimobilizzazione legate alle fasi compressive neogeniche responsabili del sollevamento delle aree di alto strutturale.

La rimobilizzazione delle strutture giurassiche è particolarmente evidente lungo il versante nord-occidentale di M. Murano (C.le Tordina) dove le faglie sinsedimentarie ad andamento N 140°E e N60°E, che mettono a contatto il *Calcare massiccio* di alto strutturale con la formazione della *Corniola*, presentano indicatori cinematici (strie e vene di taglio calcitiche) indicanti un movimento rispettivamente inverso e traspressivo destro lungo piani di faglia originariamente diretti (Fig. 7).

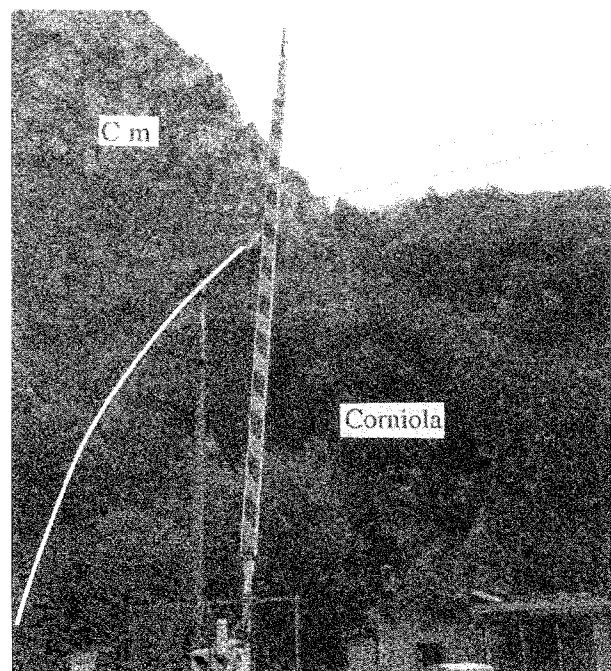


Fig. 7 - Loc. C.le Tordina: faglia sinsedimentaria N 140° E che mette a contatto il *Calcare massiccio* con la formazione della *Corniola* riattivata in traspressiva destra (pitch 65° W)

Gli effetti della tettonica neogenica nell'area di Frasassi sono ben visibili anche lungo l'allineamento Valtreara-Capo la Villa (a direzione N160°E) dove si osserva l'accavallamento dell'anticlinale di M. Turrino-M. Vallemontagnana sull'anticlinale di M. Sassone-M. Pietroso, a nucleo di *Calcare massiccio*.

L'elemento di M. Turrino-M. Vallemontagnana mostra una geometria tipica di una *kink fold* con il fianco occidentale immergente ad W di 20°-30° ed il fianco orientale che, da sub-orizzontale, si rovescia in prossimità della faglia giurassica nei termini della *Maiolica* e della *Scaglia* (Fig. 8). Questo elemento è sostituito a Nord di Capo la Villa da un sistema di strutture orientate N10°E +/-10° con movimento trascorrente/transpressivo destro, visibili lungo la strada Spineto-Genga (Fig. 9) ed in prossimità di Capo la Villa.

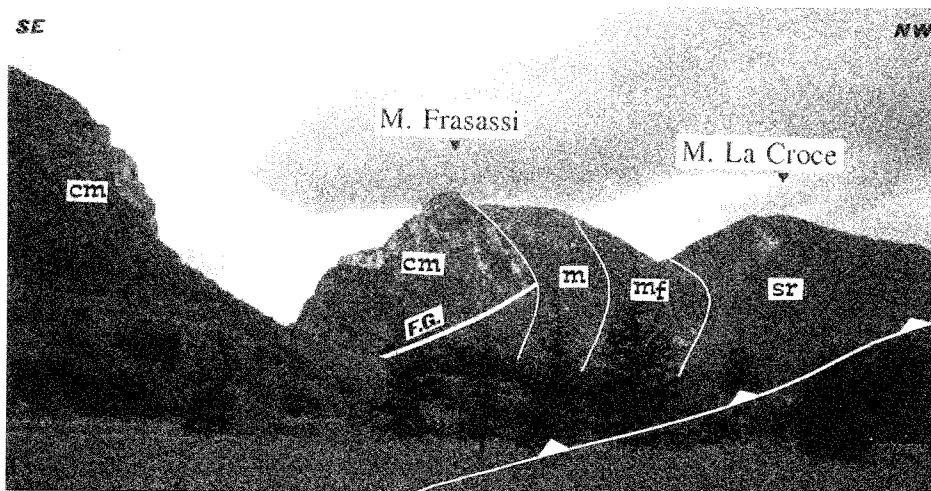


Fig. 8 - Panoramica sulla struttura di M. Frasassi. Si noti il piegamento tipo *kink fold* della *Maiolica* e della sovrastante successione cretacio-paleogenica in prossimità della faglia giurassica. Lungo l'allineamento S. Vittore-Pierosara si individua un'ampia fascia tettonizzata all'interno della formazione della *Scaglia rossa*. Spiegazione dei simboli: cm: *Calcare massiccio*; m: *Maiolica*; mf: *Marne a Fucoidi*; F. G.: faglia giurassica.



Fig. 9 - Elemento trascorrente-transpressivo destro N10°E +/- 10° che interessa la *Scaglia rossa* mesopiegata lungo la strada Spineto-Genga.

EVOLUZIONE TETTONICA

Le evidenze macro e mesostrutturali, oltre che sedimentologiche e stratigrafiche registrate nelle successioni

affioranti nell'area di Frasassi, suggeriscono che l'intensa attività tettonica distensiva giurassico-infracretacica presente nell'area rappresenta la risposta deformativa ad un campo di *stress* regionale di tipo estensionale probabilmente indotto dalla cinematica Africa-Europa e dalla conseguente apertura della Tetide occidentale (TAPPONIER, 1991; CELLO *et alii*, 1995).

L'evoluzione successiva del margine continentale afro-adriatico, dal Cretacico inf. fino all'Oligocene, è caratterizzata invece da un ulteriore assottigliamento crostale testimoniato dalla presenza, nelle successioni Cretacico-Paleogene, di faglie normali sinsedimentarie che conferiscono a questo settore di margine una marcata anisotropia strutturale (CELLO *et alii*, 1996).

Nel Miocene superiore l'area in esame inizia a strutturarsi come catena a pieghe e sovrascorrimenti ("*foreland fold and thrust belt*") in risposta a fenomeni compressivi derivanti dalla subduzione della placca afro-adriatica (DEIANA & PIALLI, 1994) al di sotto dei domini già deformati di catena. La direzione di massima compressione attiva nel corso delle fasi di strutturazione neogenica risulta orientata N 50°- 60° (CELLO & COPPOLA, 1989).

Gli eventi neogenici coinvolgono nella deformazione un settore crostale già interessato da discontinuità strutturali pre-esistenti e pertanto meccanicamente anisotropo.

La strutturazione in regime compressivo dell'area deve quindi avvenire con modalità tali da soddisfare i

due principali vincoli imposti dalle caratteristiche geologico-strutturali dell'area:

- 1) - la presenza di importanti discontinuità pre-esistenti ereditate dalle fasi di assottigliamento del margine;
- 2) - l'esistenza di una marcata disomogeneità litologica legata alle variazioni di facies e di spessore delle serie giurassico-infracretaciche.

La coesistenza di questi due vincoli impone la necessità di elaborare un modello che preveda un iniziale coinvolgimento delle strutture pre-orogeniche e successivamente lo sviluppo di sistemi di taglio di neoformazione.

E' noto infatti che un sistema strutturalmente anisotropo tende a riattivare inizialmente le strutture pre-esistenti in funzione sia delle loro caratteristiche frizionali sia del loro orientamento rispetto all'asse di compressione massimo (NUR *et alii*, 1986; CELLO & COPPOLA, 1989; CELLO *et alii*, 1996) (Fig. 10).

Nell'area in esame le principali discontinuità giurassiche mostrano d'altro canto direzioni circa sub-per-

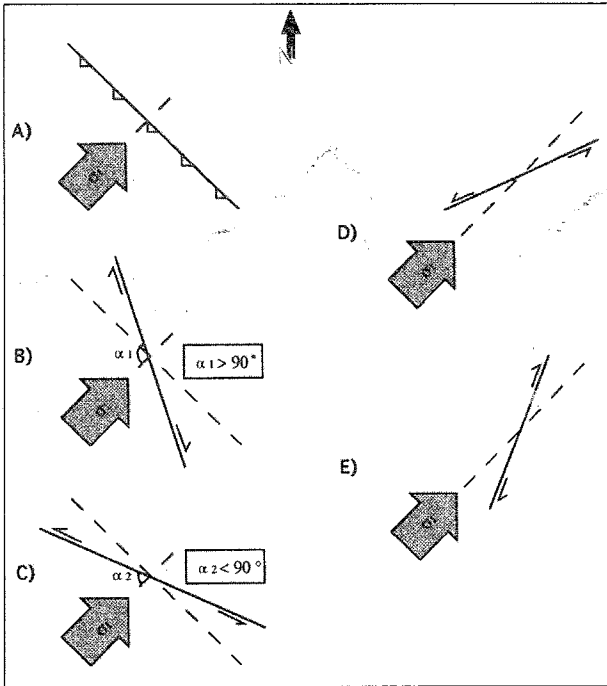


Fig. 10 - Schema interpretativo per riattivazioni di faglie preesistenti come inverse (a), trascorrenti destre (b-e) e trascorrenti sinistre (c-d) in relazione all'orientamento rispetto all'asse tensionale massimo (σ_1) (da CELLO et alii, 1996).

pendicolari alla direzione di massima compressione appenninica e pertanto favorevoli ad una loro possibile riattivazione in regime compressivo.

Per l'area di Frasassi è possibile quindi riferirsi ad un modello (Fig. 11) che prevede una risposta deformativa articolata in due fasi successive:

- 1) una iniziale deformazione per *buckling* con contemporanea rimobilizzazione di faglie pre-esistenti;
- 2) l'attivazione di strutture inverse e trascorrenti di neo-formazione.

La struttura di Frasassi è stata analizzata nel suo insieme formulando un'ipotesi deformativa che prevede un piegamento iniziale della successione bacinale, ubicata all'interno di 'blocchi' a maggior competenza costituiti dagli originari alti strutturali, assistito da una progressiva rotazione e da un piegamento passivo anche delle principali discontinuità giurassiche. La retrodeformazione della sezione geologica bilanciata 1-1' (Fig. 12), realizzata in direzione parallela al trasporto tettonico, ha inoltre mostrato la necessità di una riattivazione di discontinuità, lungo le quali avviene il progressivo sollevamento degli originari *seamounts*.

La sezione è stata retrodeformata utilizzando tecniche di bilanciamento curvimetrico ed equiareale eliminando dapprima il sovrascorrimento neogenico e successivamente i motivi plicativi precedenti alla fase di *thrusting*.

Come si può osservare in Fig. 12, la rimobilizzazione delle strutture sinsedimentarie giurassico-infracretaciche comporta un ulteriore piegamento della successione bacinale che tende ad 'appoggiarsi' lungo le principali faglie giurassiche originando caratteristiche *kink folds* ad ampio raggio (50-80 m). La presenza di strutture di questo tipo in prossimità di alcune discontinuità giurassiche è confermata dalle osservazioni fatte alla scala dell'affio-

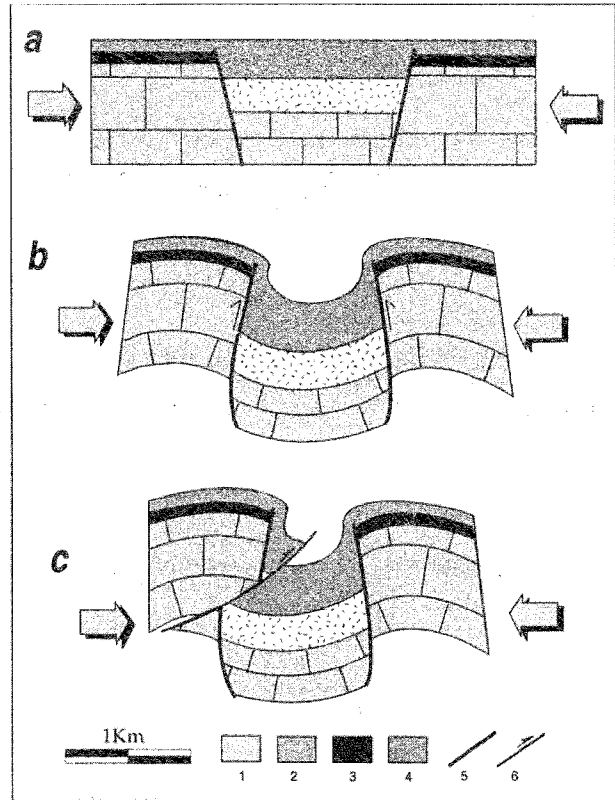


Fig. 11 - Modello deformativo schematico per l'area in esame. La strutturazione neogenica del margine assottigliato (a) avviene in due fasi: iniziale deformazione duttile con piegamento di tutta l'area e progressiva rotazione, piegamento passivo in profondità e riattivazione delle faglie giurassiche (b); attivazione del sovrascorrimento (c). Spiegazione dei simboli: 1)- *Calccare massiccio*; 2)- Successione completa; 3)- Successione condensata; 4)- *Maiolica*; 5)- Faglie giurassiche; 6)- Sovrascorrimento

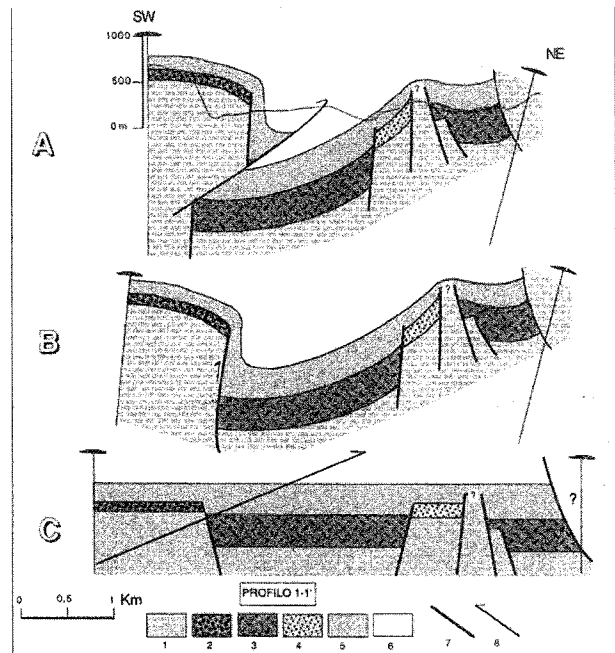


Fig. 12 - A)- Sezione bilanciata 1-1'; B)- Ricostruzione retrodeformata della fase intermedia di piegamento; C)- Ricostruzione retrodeformata della fase intermedia di piegamento. Spiegazione dei simboli: 1)- *Calccare massiccio*; 2)- Successione condensata; 3)- Successione completa; 4)- Ipotesi successione di transizione; 5)- *Maiolica*; 6)- Successione cretatico-paleogenica; 7)- Faglie giurassiche; 8)- Sovrascorrimento.

ramento; in particolare sul versante occidentale di M. Scoccioni, lungo l'allineamento S. Vittore-Varapara e nei pressi di C.le Tordina.

La strutturazione neogenica dell'area di Frasassi si completa in una seconda fase deformativa con la messa in posto di un sovrascorrimento a direzione NNW-SSE marcato dalla presenza di un'ampia fascia tettonizzata (tettoniti S-C) (Fig. 5) che, dall'abitato di Valtreara fino a Cerqueto, corre parallelo alla struttura di M. Frasassi-M. Vallemontagnana per raccordarsi poi a Nord con la struttura di M. Rotondo.

La messa in posto del *thrust sheet* di M. Frasassi-M. Vallemontagnana è quindi successiva alla fase iniziale di piegamento nonché alla rimobilizzazione delle strutture giurassiche, le quali risultano infatti troncate in profondità dal sovrascorrimento stesso (Fig. 12).

CONCLUSIONI

I risultati di questo studio, a carattere principalmente cartografico-strutturale, condotto nell'area di Frasassi mostrano che la deformazione pre-orogena di questo settore del margine afro-adriatico si è realizzata principalmente mediante lo sviluppo di faglie normali sinsedimentarie, di età giurassico-infracretacica, prodotte in risposta ad un campo di *stress* di tipo distensivo.

Tali strutture sono associate alla formazione di aree paleogeograficamente depresse (bacini) e di alti strutturali (*seamounts*) in cui è avvenuta una differenziazione delle facies deposizionali e degli spessori sedimentari.

La presenza di anisotropie meccaniche e litologiche nei termini mesozoici della copertura sedimentaria ha influenzato e controllato le modalità di strutturazione nel corso degli eventi compressivi neogenici. La costruzione di tre sezioni bilanciate (Fig. 12 e carta geologica allegata) e le osservazioni mesostrutturali effettuate nell'area di Frasassi hanno inoltre evidenziato come la deformazione, in regime compressivo, si sia sviluppata dapprima tramite piegamento e riattivazione delle strutture pre-esistenti e successivamente attraverso lo sviluppo di strutture di neoformazione.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. (1989) - *Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria-Marche Apennines of central Italy*. *Geology*, **18**, 407-410.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & MICARELLI A. (1986) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area umbro-marchigiana dal Trias al Pleistocene*. Studi Geologici Camerti, volume speciale "La geologia delle Marche".
- CALAMITA F., COPPOLA L., DEIANA G., INVERNIZZI C. E MASTROVINCENTO S. (1987) - *Le associazioni strutturali di Genga e M. Rotondo: un motivo ricorrente nella thrust belt umbro-marchigiana settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106**, 141-151.
- 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 Geologici Camerti, **11**, 37-47.
- CELLO G., DEIANA G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L., MAZZOLI S. (1996) - *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche in Appennino Centrale*. Studi Geologici Camerti, volume speciale (1995/1), 323-335.
- CELLO G., TURCO E., ZUPPETTA A. (1995) - *Cinematica del settore centrale del Mediterraneo ed implicazioni sulla strutturazione dell'Arco Calabro*, in Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del Prof. Felice Ippolito. Edited by G. Bonardi, B. de Vivo, P. Gasparini & Vallario A., pp. 293-301, Liguori Editore, Napoli.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti, **1**, 7-89.
- COLACICCHI R. BALDANZA A. E 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 R., PASSERI L. E PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **9**, 839-874.
- COLTORTI M. & BOSELLINI A. (1980) - *Sedimentazione e tettonica nel Giurassico della dorsale marchigiana*. Studi Geologici Camerti, **6**, 13-21, Camerino.
- COLI M. (1980) - *The role of salt-tectonics in the sedimentary and tectonic evolution of the Umbria-marche region, northern Apennines*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **3**, 11-12.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**, 473-784.
- DI BUCCI D., FRIELLO P., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1993) - *Il sistema giurassico di piattaforma carbonatica pelagica/bacino nell'area di Monte Scoccioni-Castelletta (Appennino marchigiano)*. In: Atti del III Convegno Internazionale "Fossili, Evoluzione, Ambiente" (Ed. da G. Pallini).
- GALDENZI S. (1986) - *Rapporti laterali tra diverse sequenze giurassiche della dorsale marchigiana fra la Gola della Rossa e Monte Canfaieto*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 49-55.
- GALDENZI S. (1986) - *Megabrecce giurassiche nella dorsale marchigiana e loro implicazioni paleotettoniche*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**, 371-382.
- LOWRIE W. & ALVAREZ W. (1976) - *Palaeomagnetic studies of the Scaglia Rossa limestones in Umbria*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **15**, 41-50.
- TAVARNELLI E. (1996) - *Controllo delle faglie dirette giurassiche e cretaccio-paleogeneiche sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti. Volume speciale (1995/1), 601-609.
- 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.