

**GEOMETRIE DI TIPO FAULT-PROPAGATION FOLD
NELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO-SABINO: COMPATIBILITA' CINEMATICHE(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 631
ABSTRACT	" 631
INTRODUZIONE	" 631
STRUTTURE MAGGIORI	" 633
STRUTTURE MINORI	" 634
MODELLO CINEMATICO	" 636
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 638
BIBLIOGRAFIA	" 641

RIASSUNTO

Nel tentativo di definire un modello geometricamente corretto e cinematicamente ammissibile dell'evoluzione della compressione neogenica, vengono esaminati i rapporti geometrici e cinematici che intercorrono fra le pieghe e i sovrascorrimenti in alcuni settori dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino. Tali rapporti inducono a ritenere che le pieghe si siano formate come conseguenza dell'enucleazione e propagazione dei sovrascorrimenti secondo un modello per *thrust-related folding*. Il modello ricostruito prevede la formazione di pieghe asimmetriche secondo geometrie di tipo *fault-propagation fold*, deformate dall'enucleazione di nuove superfici di sovrascorrimento (*breakthrough thrust*). I contrasti di competenza fra le unità stratigrafiche, che individuano vari livelli a comportamento meccanico differenziato, contribuiscono a trasferire il raccorciamento verso i livelli superiori della successione con una geometria di tipo *flat-ramp-flat*. La compressione sembra essersi esplicata in un unico evento, nell'ambito di una deformazione progressiva. All'interno di una propagazione generale della catena verso l'avampese (sequenza di tipo *piggy-back*), vengono evidenziate alcune analogie fra il modello proposto, geometricamente corretto e cinematicamente ammissibile, e la sequenza deformativa per *thrusting* sincrono (BOYER, 1992).

ABSTRACT

In order to define a geometrically correct and kinematically admissible model for the Neogene compression, geometric and kinematic relationships between folds and thrusts are examined in some areas of the Umbro-Marchean-Sabine Thrust-and-Fold Belt.

These relationships are in agreement with a thrust-related folding model; folds are passive, enucleated as a consequence of trajectory variations of thrusts or shortening variations along the same thrust. Defined model envisages the formation of asymmetric anticlines as fault-propagation folds; in the intermediate and final stages of the deformation, these anticlines are cut through by new thrust faults (*breakthrough thrusts*). Shortening is transferred toward upper levels, with differential deformations, among stratigraphic units with great competence contrasts, defining flat-ramp-flat geometries.

(*)Dottorato di ricerca in Scienze della Terra - Università di Perugia.

(**)Lavoro eseguito con il contributo finanziario del progetto CROP (sottoprogetto CROP11 - App. centrale. Direttore: prof. M. PAROTTO).

Jurassic extensional normal faults, defining morphostructural highs, seem to be not reactivated, but they control the position of thrust ramps. In fact, closeness of different stratigraphic sequences with strong variations in thickness and rheology has created a buttress in progression of thrusts, transferring shortening toward upper levels. The proposed model is compatible with synchronous thrusting sequence of BOYER (1992). Recognizing a general propagation of thrusting toward foreland of the whole thrust-and-fold belt (*piggy back sequence*), synchronous thrusting sequence could explain better than other models a great number of complexities, as reactivations of inner thrusts, we can find in many sectors of the chain.

PAROLE CHIAVE: Appennino umbro-marchigiano-sabino, Fault-propagation folding, Modello cinematico, Sequenza deformativa.

KEY WORDS: Umbro-Marchean-Sabine Apennine, Fault-propagation folding, Kinematic model, Deformation sequence.

INTRODUZIONE

Nelle catene da collisione, il raccorciamento orogenico si esplica attraverso deformazioni di tipo duttile (pieghe) e fragile (faglie), e le relazioni che intercorrono fra pieghe e faglie sono generalmente abbastanza complesse. Esistono essenzialmente due modelli deformativi che tentano di spiegare i rapporti geometrici e cinematici esistenti fra pieghe e sovrascorrimenti nell'evoluzione della catena umbro-marchigiano-sabina (UMS) (Fig. 1). Il primo considera la formazione delle strutture compressive come il risultato di due eventi distinti: in un primo evento si formano le pieghe maggiori, concentriche, secondo meccanismi di *buckling*; nel secondo evento si ha l'emergenza, sui fianchi esterni delle pieghe maggiori, di sovrascorrimenti e faglie inverse (LAVECCHIA, 1981; 1985; BARCHI *et alii*, 1988; DE FEYTER *et alii*, 1986; LAVECCHIA *et alii*, 1988; BARCHI, 1992). Il secondo modello evidenzia una stretta relazione geometrica e cinematica fra pieghe e sovrascorrimenti, con le prime formatesi come conseguenza dei secondi, secondo un modello per *thrust-related folding*; le pieghe sono quindi passive, formatesi per accomodamento in corrispondenza di variazioni delle traiettorie dei sovrascorrimenti. Secondo DECANDIA & GIANNINI (1977), KOOPMAN (1983) e TAVARNELLI (1993), queste strutture si sarebbero formate in un unico evento compressivo, mentre CALAMITA (1990), CALAMITA *et alii* (1992) e COSENTINO *et alii* (1992) considerano un primo evento, caratterizzato da una deformazione per *thrusting* cieco ad alto angolo, ed un secondo evento che porta all'emergenza di sovrascorrimenti con bassi valori angolari ed elevati raccorciamenti.

La successione sedimentaria (Fig. 2), scollata dal suo basamento presumibilmente attraverso il livello del-

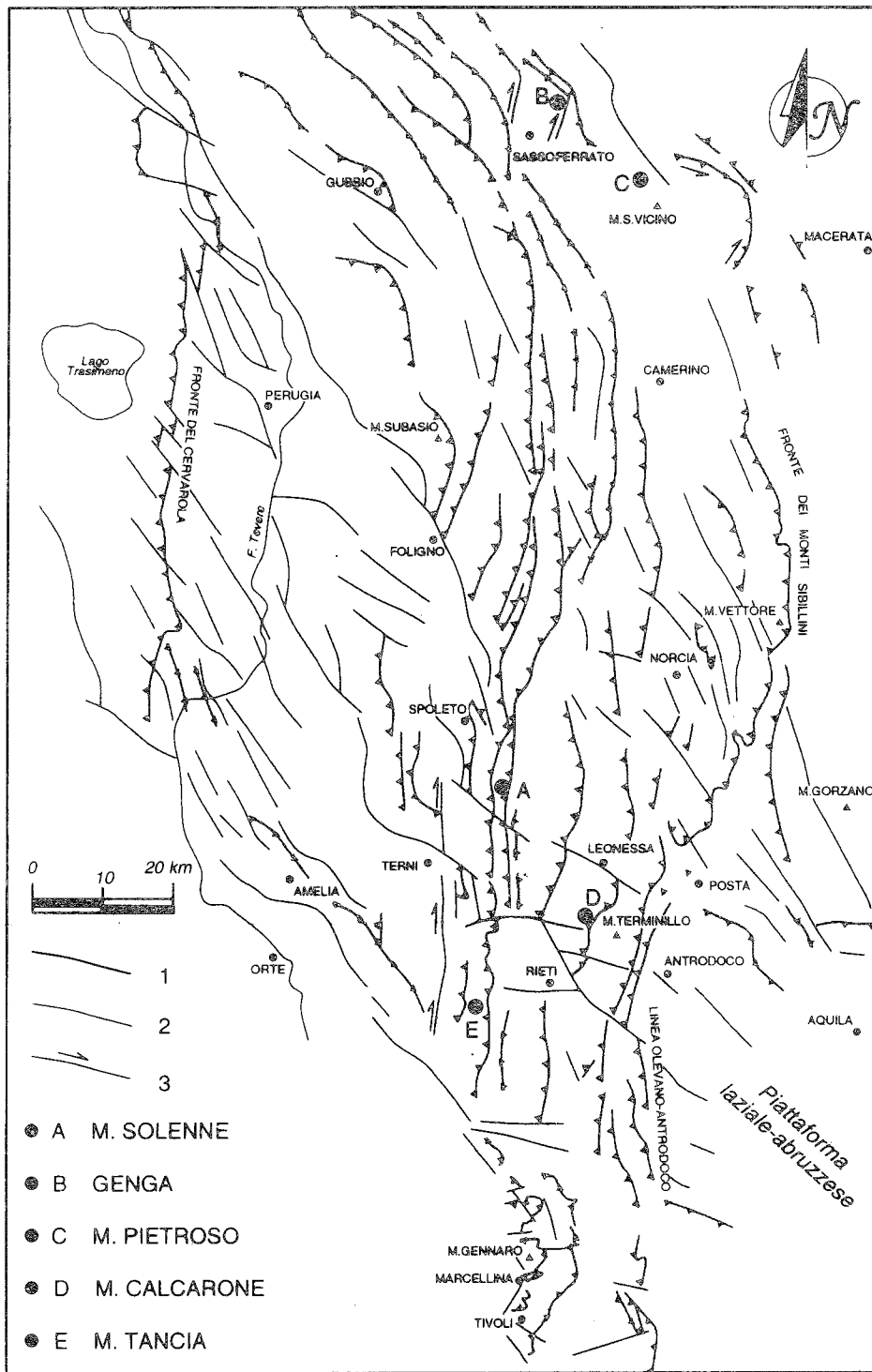


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino centro-settentrionale (modificato e ridisegnato da CALAMITA *et alii*, 1992). 1) sovrascorrimento; 2) faglia normale; 3) faglia trascorrente.

le *Anidriti di Burano*, consta di una serie di termini calcareo-silico-marnosi che definiscono diversi livelli con contrasti di competenza a luoghi anche elevati. Sulla base dei comportamenti meccanici differenziati, il *multilayer* sedimentario può essere suddiviso in due livelli litico-strutturali principali, con comportamento meccanico differenziato: un livello inferiore, più competente e dominante, corrispondente al *Calcare massiccio* (livello rigido), ed un livello superiore, comprendente la sovrastante successione sedimentaria, dalla *Corniola* verso

l'alto, fittamente stratificata e meno competente (livello morbido). La separazione fra i due livelli principali, al contatto fra il *Calcare massiccio* e la *Corniola*, comporta una disomogeneità fra le deformazioni di questi due livelli. A sua volta, il livello morbido presenta ulteriori complicazioni strutturali, relative alla presenza di scollamenti superficiali in corrispondenza dei contatti fra unità a forte contrasto di competenza, che trasferiscono la deformazione verso l'alto: il *Rosso ammonitico*, le *Marne a Fucoidi* e la *Scaglia cinerea*.

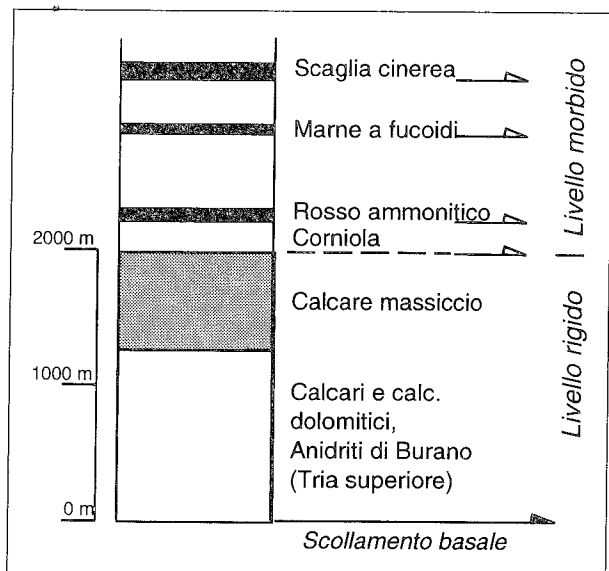


Fig. 2 - Successione sedimentaria schematica umbromarchigiano-sabina. La *F.ne delle Anidriti di Burano* rappresenta il livello di scollamento basale della successione mesozoica. Le unità del *Rosso ammonitico*, *Marne a Fucoidi* e *Scaglia cinerea* rappresentano i termini meno competenti dell'intera successione sedimentaria e sono sede preferenziale di scollamenti superficiali.

In questa nota, dopo aver descritto le evidenze di terreno alle diverse scale derivanti da alcuni settori dell'Appennino UMS, è stato definito un modello evolutivo della compressione neogenica geometricamente corretto e cinematicamente ammissibile.

Le osservazioni sul terreno sono state effettuate in diversi settori dell'Appennino UMS: in Valnerina, a N di Terni, è stata analizzata l'anticlinale del M. Solenne (A in Fig. 1); nelle Marche, a SE e NE di Sassoferrato, le anticlinali del M. Pietroso (C in Fig. 1), all'interno della dorsale del M. S. Vicino, e di Genga (B in Fig. 1); infine, a N di Rieti, il fronte del M. Calcarone (D in Fig. 1). In ultimo, il modello ricostruito è stato testato con successo nella ricostruzione del sovrascorrimento di M. Tancia (E in Fig. 1), a SW di Rieti.

STRUTTURE MAGGIORI

M. Solenne (A in Fig. 1) - La successione giurassica del M. Solenne (Fig. 3) (DECANDIA & TAVARNELLI, 1990; COSENTINO *et alii*, 1995) presenta notevoli riduzioni di spessore e variazioni di facies, nei termini giurassici, rispetto alla successione stratigrafica circostante, ed è riconducibile ad una successione di alto strutturale. La geometria a grande scala, ben evidenziata dall'andamento dei *Calcari diasprini* e della *Maiolica* osservabili in figura 3, è riconducibile ad una macroanticlinale fortemente asimmetrica, a vergenza orientale, con il *Calcare massiccio* al nucleo e un andamento assiale NNW-SSE. Sul fianco esterno, generalmente verticale, a luoghi rovescio con elevate immersioni ad W, i rapporti fra il *Calcare massiccio* del Lias e i *Calcari diasprini* del Dogger sono di tipo tettonico, ed avvengono lungo un sistema di faglie con direzione NNE-SSW ed elevata immersione verso W. Questi elementi tettonici tendono ad interrompersi in corrispondenza dei *Calcari diasprini*. Nella zona assiale della macro-

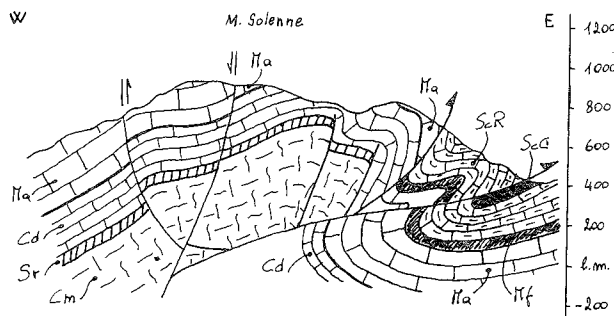


Fig. 3 - Profilo attraverso le strutture di tetto e di letto di M. Solenne (da COSENTINO *et alii*, 1995). Le faglie che pongono a contatto il *Calcare massiccio* e i *Calcari diasprini* sul fianco esterno dell'anticlinale, verticale e a luoghi rovescio, sono presumibilmente riconducibili ai paleo-margini dell'alto strutturale giurassico. Cm) *Calcare massiccio*; Sr) *Successione giurassica ridotta* Cd) *Calcari diasprini*; Ma) *Maiolica*; Mf) *Marne a Fucoidi*; ScR) *Scaglia rossa*; ScC) *Scaglia cinerea*.

piega, la giacitura del *Calcare massiccio* è generalmente suborizzontale; verso il fianco esterno, la stratificazione risulta totalmente obliterata dalla elevata tettonizzazione. Il fianco occidentale è complicato da un retroscorrimento ad alto angolo e con debole rigetto, enucleatosi per accomodamento della struttura durante il sovrascorrimento. I *Calcari diasprini* e la *Maiolica* subiscono una intensa deformazione, prettamente plicativa, alla mesoscala, che invece non viene riconosciuta nel *Calcare massiccio*, relativamente più rigido e competente. Questa situazione mette in evidenza quindi uno scollamento generalizzato e una deformazione differenziale della successione sedimentaria al di sopra del *Calcare massiccio*, legato ai contrasti di competenza fra le diverse unità litostratigrafiche.

Verso E, la *Maiolica*, in assetto verticale, si sovrappone tettonicamente alla *Scaglia rossa* attraverso una superficie di sovrascorrimento a pendenza elevata; a sua volta, la *Scaglia rossa*, in assetto rovescio, sovrascorre sulla *Scaglia cinerea* lungo una superficie a debole pendenza, con un basso valore degli angoli di *cut-off* di tetto. Le zone intensamente deformate, associate ai due sovrascorrimenti menzionati, sono caratterizzate da mesopieghie a geometria variabile con asse circa NNW-SSE e vergenza orientale e da tettoniti S-C (LISTER & SNOKE, 1984) con un clivaggio sigmoidale (superfici S) e con vene di taglio (superfici C), le cui fibre e i gradini di calcite testimoniano una direzione di trasporto tettonico N 60°-70°. I rapporti angolari attuali fra le superfici S e C (generalmente con angoli fortemente diversi da 45°) risultano modificati rispetto ai valori osservabili in una normale zona di taglio (con angoli mai superiori a 45°); questa evidenza potrebbe testimoniare un secondo evento compressivo, coassiale alla prima messa in posto dell'elemento sovrascorso.

L'assetto della *Scaglia cinerea* al letto di questo sovrascorrimento è riconducibile ad una sindinale con il fianco occidentale rovesciato e troncato dal sovrascorrimento stesso, suggerendo che, a questa altezza strutturale, il piegamento sia stato precedente al fagliamento.

Genga (B in Fig. 1) - In questa struttura (Fig. 4), già descritta da CALAMITA *et alii* (1987) e da CALAMITA (1990), si osserva un assetto geometrico e stratigrafico del tutto simile al precedente: la successione sedimen-

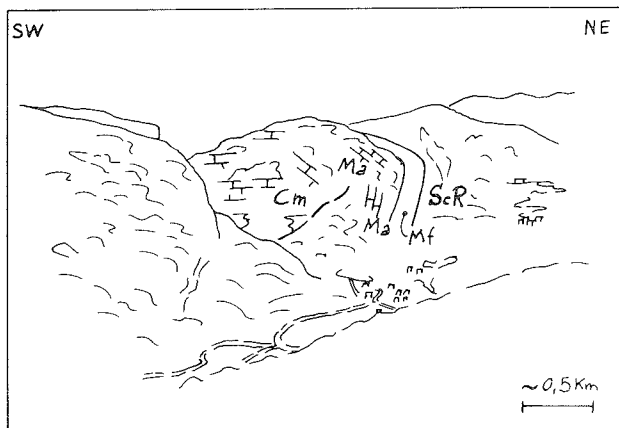


Fig. 4 - Anticlinale di Genga, dal versante occidentale della dorsale di M. S. Vicino. Le considerazioni relative alla faglia sul fianco esterno dell'anticlinale, al passaggio fra *Calcare massiccio* e *Calcari diasprini* (linea tratteggiata), sono le stesse effettuate per l'anticlinale di M. Solenne (Fig. 3). Per la simbologia delle formazioni affioranti si fa riferimento alla figura 3.

taria risulta ridotta di spessore nei suoi termini giurassici e deformata a costituire una macroanticlinale asimmetrica, a vergenza nord-orientale, con un andamento assiale NW-SE ed il fianco esterno rovescio. Il *Calcare massiccio*, al nucleo della anticlinale, risulta avere una giacitura sub-orizzontale nella zona assiale della piega; avvicinandosi al fianco esterno, si osserva un suo piegamento, con immersione verso NE ed una successiva tettonizzazione che cancella totalmente la stratificazione. I rapporti sul fianco esterno fra il *Calcare massiccio* e la successione pelagica sovrastante sono, come nel caso del M. Solenne, di tipo tettonico, lungo una faglia ad elevata immersione verso i settori occidentali. Verso NE, poco al di fuori della figura 4, l'intera struttura rimane in assetto generalmente verticale o rovescio; il passaggio fra la porzione superiore della *Scaglia rossa* e la *Scaglia cinerea* è interessato da una intensa zona di taglio inverso, che pervade la massa rocciosa. Questa zona di taglio suggerisce la presenza di un sovrascorrimento, che utilizza le porzioni più marnose della *Scaglia rossa* e la *Scaglia cinerea* come livelli di scollamento preferenziali. La direzione di trasporto tettonico verso NE è testimoniata dalla analisi delle mesodeformazioni presenti in questa zona di taglio (mesopieghe, tettoniti S-C, strie e scalini di calcite, sliccoliti, etc.).

M. Pietroso (C in Fig. 1) - All'interno della dorsale di M. S. Vicino, viene riconosciuta l'anticlinale asimmetrica del M. Pietroso (Fig. 5), che presenta un fianco esterno verticale, a luoghi rovescio con immersione verso SW ed una direzione assiale NNW-SSE. Il *Calcare massiccio*, al nucleo, risulta immergente verso E di circa 40° - 50° , mentre la successione dai *Calcari diasprini* alla *Scaglia rossa* rimane in assetto generalmente verticale. Anche in questo caso, la geometria generale dell'anticlinale maggiore viene evidenziata dall'andamento delle formazioni più giovani del *Calcare massiccio*. Quest'ultimo, sul fianco esterno, risulta in contatto tettonico con i *Calcari diasprini* lungo una superficie con direzione $N170^{\circ}$ ed immersione verso SW di circa 45° . L'estesa zona di taglio inversa al passaggio fra *Scaglia rossa* e *Scaglia cinerea*, situata poco ad

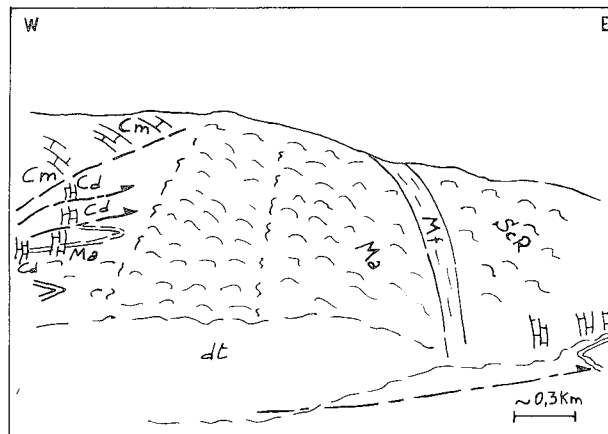


Fig. 5 - Anticlinale di M. Pietroso, veduta da S. Il fianco esterno dell'anticlinale è complicato dalla presenza di numerose faglie inverse secondarie. La giacitura della faglia fra il *Calcare massiccio* e i *Calcari diasprini* sul fianco esterno (linea tratteggiata), e i valori degli angoli di *cut-off* di tetto e letto, inducono a considerare un raccorciamento maggiore in questa struttura rispetto alle precedenti (Figg. 3 e 4). Per la simbologia delle formazioni affioranti si fa riferimento alla figura 3.

E (al di fuori della Fig. 5), porta a riconoscere un sovrascorrimento, in posizione più esterna e a basso angolo, lungo il quale l'anticlinale del M. Pietroso è sovrascorsa verso NE.

M. Calcarone (D in Fig. 1) - L'assetto tettonico dell'area del M. Calcarone (TAVARNELLI, 1993; VECCHIA, 1994) risulta controllato da un importante sovrascorrimento ad andamento NS ed immersione verso W, che porta alla sovrapposizione dei calcari e calcari dolomitici del Trias superiore sulla *Corniola* del Lias medio-superiore. Le ricostruzioni delle geometrie del tetto e del letto derivano da numerose osservazioni lungo la sua estensione longitudinale. Il tetto (Fig. 6) è riconducibile ad una anticlinale di rampa asimmetrica e a vergenza orientale, che in quest'area è rappresentata solo dal suo fianco interno, mentre il letto è deformato a formare una sinclinale asimmetrica anch'essa a vergenza orientale.

L'analisi degli angoli di *cut-off* mette in evidenza come il sovrascorrimento si presenti in *flat* rispetto al tetto, all'interno delle unità triassiche, e in rampa rispetto al letto, all'interno della *Corniola*. Le numerose deformazioni duttili (pieghe con geometrie a *chevron*, a *kink* e quasi isoclinali con piano assiale sub-orizzontale) e fragili (faglie inverse, strie e gradini di calcite) rilevate nel letto del sovrascorrimento principale, combinate fra di loro, testimoniano la presenza di scollamenti secondari all'interno della *Corniola* e al passaggio con il *Rosso ammonitico*, indicativi di un notevole raccorciamento pellicolare. Il fianco rovescio della sinclinale di letto risulta troncato ed allungato dal sovrascorrimento principale, e questa evidenza porta ad ipotizzare che il piegamento sia stato precedente alla propagazione verso l'alto del sovrascorrimento.

STRUTTURE MINORI

Le faglie inverse alla scala dell'affioramento, associate agli elementi compressivi maggiori, risultano avere caratteristiche abbastanza comuni. Nei livelli stra-

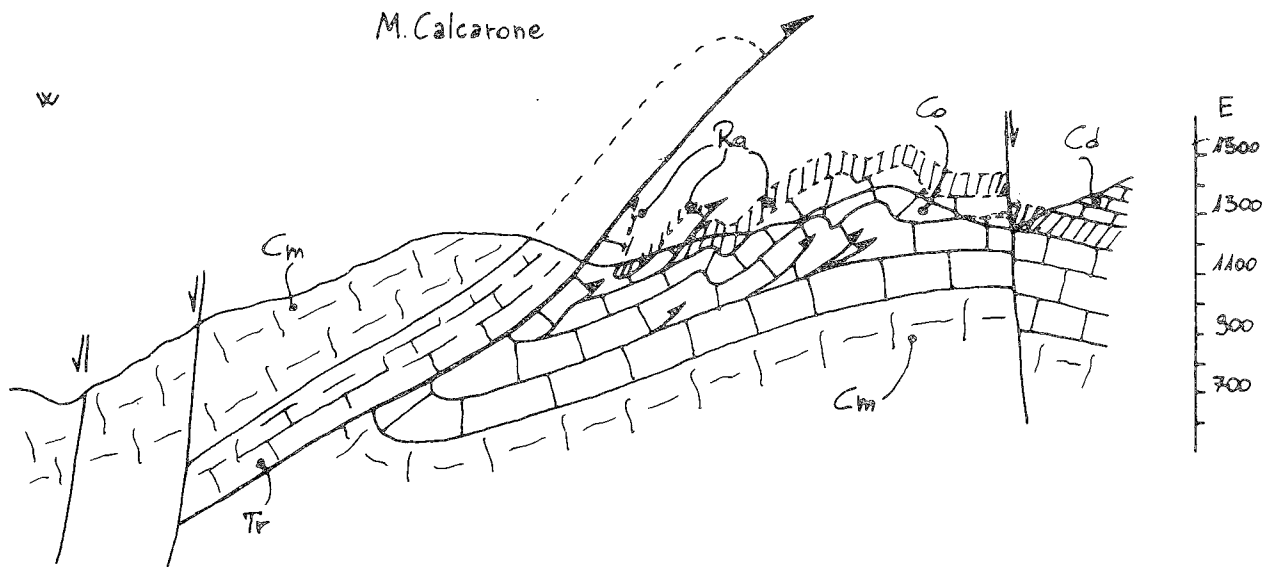


Fig. 6 - Profilo geologico attraverso il sovrascorrimento di M. Calcarone (VECCHIA, 1994). I rapporti fra tetto, letto e superficie di sovrascorrimento portano a riconoscere un *flat* all'interno dei calcari e calcari dolomitici del Trias superiore al tetto e un notevole raccorciamento pellicolare nella *Corniola* di letto, che si presenta con un assetto generale riconducibile ad una sinclinale a vergenza orientale, che risulta troncata ed allungata dal sovrascorrimento stesso. Numerosi scollamenti secondari, all'interno della *Corniola* ed al passaggio con il *Rosso ammonitico*, sono indicativi di un notevole raccorciamento pellicolare Tr) *Anidriti di Burano*; Cm) *Calcere massiccio*; Co) *Corniola*; Ra) *Rosso ammonitico*; Cd) *Calcari diasprini*.

tigrafici inferiori, complessivamente più competenti, queste sono individuate da superfici discrete, accompagnate talora da roccia di faglia; nei livelli stratigrafici superiori, come la *Scaglia rossa* e la *Scaglia cinerea*, fittamente stratificate e meno competenti, le faglie inverse si presentano invece sotto forma di estese zone di taglio che pervadono la massa rocciosa. Queste zone di taglio sono generalmente formate da una associazione peculiare di mesostrutture, la cui reciproca combinazione e la collocazione all'interno della struttura maggiore possono fornire utili informazioni sulle direzioni di trasporto tettonico e sull'evoluzione cinematica (LISTER & SNOKE, 1984; MCCLAY, 1987).

Le strutture osservate alla scala dell'affioramento sono compatibili con una deformazione avvenuta principalmente secondo meccanismi di *flexural-slip*, anche se sono riconoscibili, specie nei livelli superiori della successione sedimentaria, ulteriori meccanismi deformativi, quali i pronunciati fenomeni di dissoluzione per pressione, la formazione di pieghe da scollamento a diverse scale e fenomeni di *layer-parallel shortening* (LPS). Questi, di difficile valutazione quantitativa, sono stati trascurati nella ricostruzione effettuata, che risulterà quindi conservativa.

Osservazioni alle diverse scale suggeriscono che le traiettorie *flat-ramp-flat* dei sovrascorrimenti possano essere in qualche modo legate alle variazioni di competenza delle diverse unità litostatigrafiche: è molto comune rilevare come livelli stratigrafici quali il *Rosso ammonitico*, le *Marne a Fucoidi* e la *Scaglia cinerea* vengano spesso utilizzati come livelli di scollamento superficiali, mentre alla scala dell'affioramento si nota come le traiettorie delle faglie inverse riflettano le alternanze di livelli a diversa competenza anche all'interno di una stessa formazione, e come le pieghe tendano ad adattarsi alla propagazione delle faglie. In figura 7, si riconosce, al tetto della faglia inversa principale, un'anticlinale di rampa connessa alla propaga-

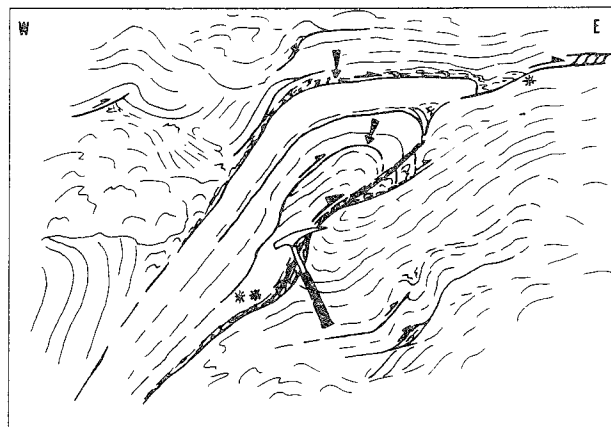


Fig. 7 - Mesodeformazioni nella *Corniola* dell'unità di letto del M. Calcarone (unità di M. Terminillo). Gli scollamenti si concentrano nei livelli argillosi, frequenti nella porzione superiore della *Corniola*. I ripiegamenti degli scollamenti indicati dalle frecce, come l'ulteriore propagazione verso un *flat* superiore (*) della faglia inversa principale (**), evidenziano una evoluzione multistadiale della compressione, secondo modalità di tipo *breakthrough thrust* (SUPPE & MEDWEDEFF, 1990).

zione della faglia, complicata da deformazioni al nucleo e da ulteriori scollamenti secondari. I ripiegamenti di questi scollamenti, indicati dalle frecce, così come l'ulteriore propagazione verso un *flat* superiore della faglia principale, sembrano testimoniare una evoluzione multistadiale della compressione. Anche la presenza o l'assenza di stratificazione, associata alla diversa litofacies, può dar luogo a scollamenti generalizzati; in figura 8 risulta evidente uno scollamento della *Corniola* stratificata, e quindi di tutta la successione sovrastante, rispetto al *Calcere massiccio*, massivo e meno deformato.

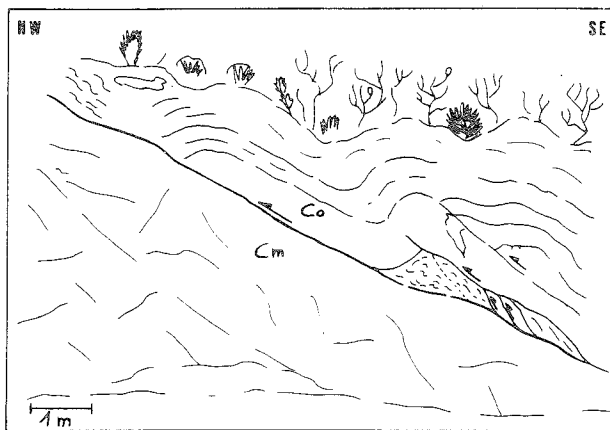


Fig. 8 - Scollamento al passaggio fra *Calcare massiccio* (Cm) e *Corniola* (Co), nei pressi di Marcellina. Questa situazione, peraltro molto comune in altre aree dell'Appennino UMS, mette in evidenza uno scollamento generalizzato di tutta la successione sedimentaria al di sopra del *Calcare massiccio*, con una disomogeneità della deformazione.

Le relazioni fra le pieghe alle diverse scale, le faglie inverse e le zone di taglio suggeriscono che le pieghe si possano essere formate in risposta alla propagazione delle faglie, secondo un modello deformativo di tipo *thrust-related folding* (CALAMITA, 1990; TAVARNELLI, 1993; COSENTINO *et alii*, 1995): le pieghe sono passive, originatesi per accomodamento in corrispondenza delle variazioni di traiettoria delle faglie.

L'intensità della deformazione delle rocce aumenta in vicinanza dei contatti tettonici e con la diminuzione della competenza delle rocce stesse. Nella *Scaglia rossa* e nella *Scaglia cinerea* sono ben sviluppate delle tettoniti S-C, che sono spesso modificate nei loro rapporti geometrici originari. Risultano a volte evidenti delle mesopieghe che coinvolgono le tettoniti; a loro volta queste vengono interessate da faglie inverse (Fig. 9). Si osserva anche la presenza di faglie distensive con immersioni verso E, alla scala dell'affioramento; tali faglie non sempre vengono univocamente collocate all'interno della sequenza compressiva ricostruibile.

Sulla base di queste osservazioni, possono essere definiti diversi stadi principali della compressione nei livelli superiori della successione sedimentaria: uno stadio iniziale porta alla attivazione di fenomeni di dissoluzione per pressione, intensi nei livelli superiori della successione sedimentaria (Fig. 10a); la zona di taglio si forma contemporaneamente alla messa in posto dell'elemento sovrascorso (Fig. 10b) e viene successivamente coinvolta in pieghe che portano ad una riorientazione degli elementi precedenti (Fig. 10c). Nelle fasi finali della compressione si osserva l'enucleazione di faglie inverse che tagliano le strutture già formate (Fig. 10d).

In accordo con quanto evidenziato da TAVARNELLI (1993), queste associazioni strutturali testimoniano sia la presenza di livelli di scollamento superficiali, attivi anche prima dell'enucleazione delle pieghe maggiori, sia processi di migrazione delle cerniere delle pieghe stesse. La genesi ultima delle faglie inverse è riconducibile alla enucleazione e propagazione verso l'alto di un sistema di faglie inverse, associato ad un sovrascorrimento, durante gli stadi avanzati della compressione.

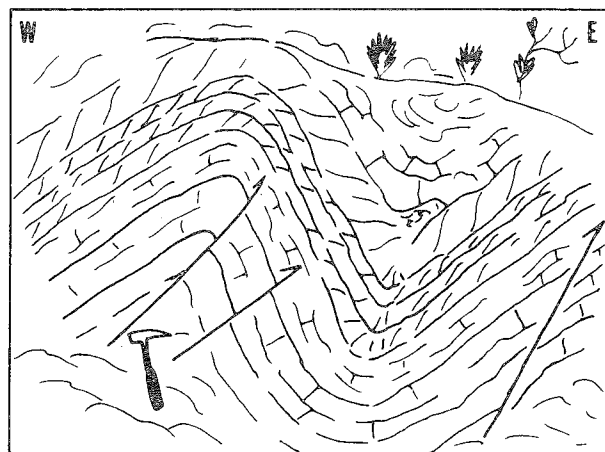


Fig. 9 - Mesodeformazioni nella *Scaglia rossa* dell'unità di letto del fronte del M. Calcarone. Le tettoniti S-C risultano deformate a costituire una coppia anticlinale-sinclinale che viene successivamente affetta da faglie inverse che producono piccoli rigetti verso E.

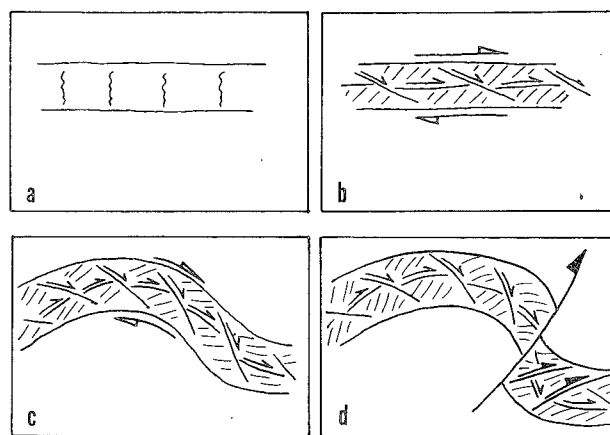


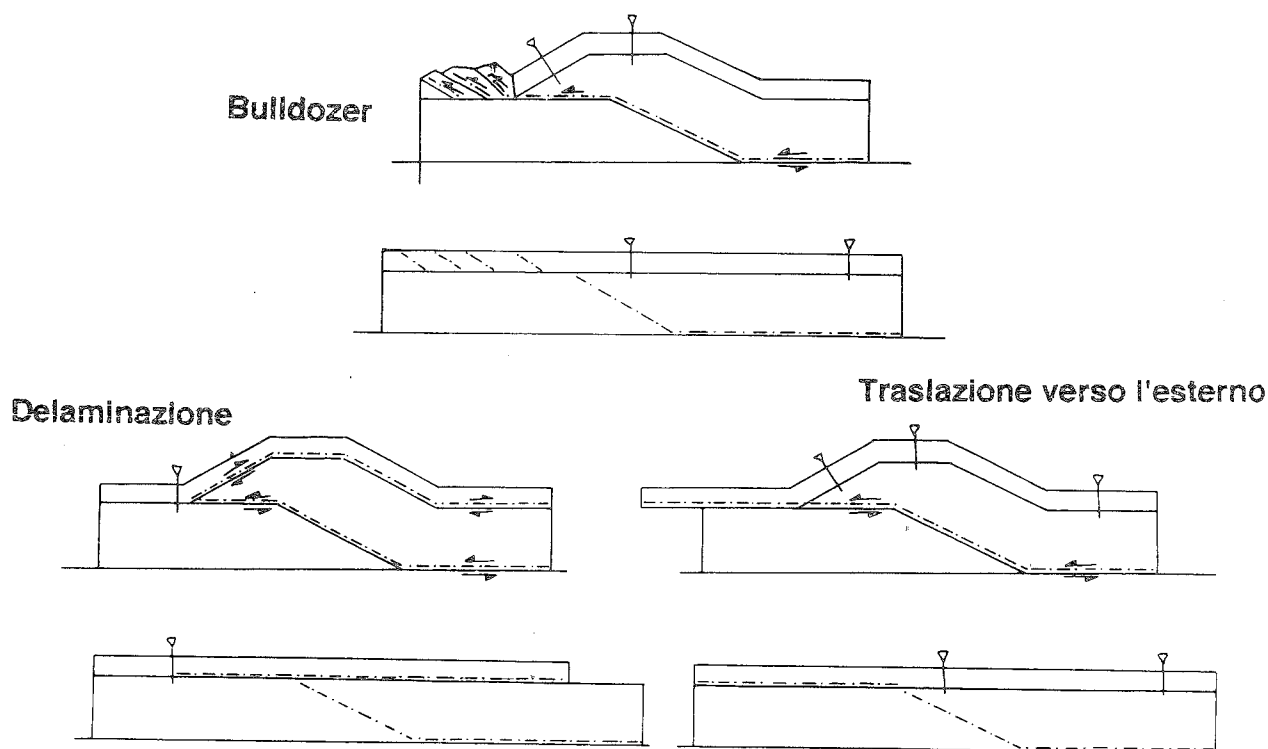
Fig. 10 - Stadi principali della deformazione compressiva (v. testo).

MODELLO CINEMATICO

Un modello geometricamente corretto non sempre trova una sua conferma in termini cinematici, in quanto una stessa geometria può essere il prodotto di evoluzioni cinematiche diverse. Risulta quindi di fondamentale importanza la conoscenza dell'indizio cinematico, ricavato dalle osservazioni sul terreno degli indicatori cinematici registrati nei corpi rocciosi deformati (clivaggi, strie e scalini di calcite, scalini da pressione-soluzione, cerniere e piani assiali delle pieghe, etc.), e dalla definizione dei possibili stadi intermedi della deformazione, che permettono di individuare, per ogni punto, un tragitto fisicamente possibile dallo stato indeformato allo stato deformato (bilanciamento incrementale o *forward modeling*, GEISER, 1988; BUTLER, 1992).

Assumendo deformazione per *plane-strain* con area e spessore costanti, esistono solo tre modi con cui i raccordiamenti delle due unità litico-strutturali possono essere gli stessi (Fig. 11): 1 - lo scorrimento del livello superiore può venire assorbito da embrici o da pieghe in posizione esterna (*bulldozer*); 2 - il livello competente, inferiore, può inserirsi sotto il livello me-

SEZIONI CINEMATICAMENTE AMMISSIBILI



SEZIONE CINEMATICAMENTE INAMMISSIBILE

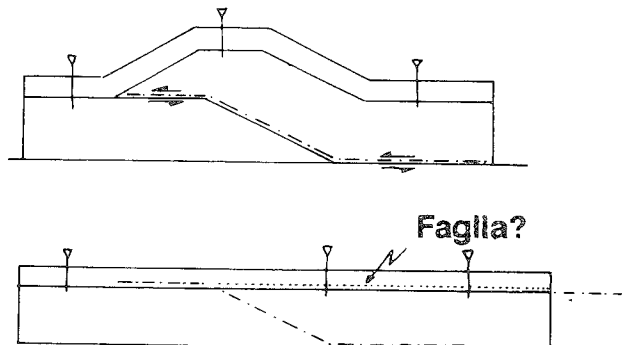


Fig. 11 - Applicazione di osservazioni cinematiche a grande scala all'analisi di sezioni geologiche (modificato e ridisegnato da GEISER, 1988). Le tre sezioni "cinematicamente ammissibili" mostrano, nello stato deformato, traiettorie delle faglie che permettono ai diversi componenti di raggiungere lo stato deformato da quello indeformato, definendo le traiettorie di ogni singolo punto. La sezione "cinematicamente inammissibile" non permette questa operazione: non è quindi una soluzione possibile.

no competente, superiore, producendo un retroscorrimento al tetto (delaminazione); 3 - il sovrascorrimento basale può andare in rampa, unendosi agli scollamenti superiori; il livello superiore viene rigettato al di fuori della sezione (traslazione verso l'esterno).

Un'alternativa è quella di rilasciare le condizioni di area costante e permettere allo scorrimento del livello superiore di essere totalmente assorbito da LPS. Nell'Appennino UMS si può assumere che la compressione sia data da una combinazione fra i tre modi di figura 11 e con LPS (TAVARNELLI, 1993), ma questo non inficia le relazioni di figura 11, in quanto il punto

critico resta la disomogeneità fra le deformazioni nei due livelli litico-strutturali principali. Le deformazioni registrate nel livello morbido risulteranno quindi dall'interferenza fra deformazioni proprie del livello superiore (embrici, LPS, pieghe da scollamento, pressione/soluzione, etc.) e deformazioni passive, prodotte dall'enucleazione ed amplificazione della piega maggiore sottostante e dalla propagazione verso l'alto del sovrascorrimento principale.

Le geometrie delle pieghe maggiori (Figg. 3, 4, 5, 6) e la sequenza della compressione riconosciuta alla mesoscala (Figg. 7, 9, 10), possono essere inquadrare

in uno stile deformativo per *fault-propagation folding* e successivo *breakthrough* (Fig. 12) (JAMISON, 1987; SUPPE & MEDWEDEFF, 1990). Una *fault-propagation fold* risulta costituita da una anticlinale asimmetrica che si sviluppa in corrispondenza della terminazione di un sovrascorrimento; nei livelli stratigrafici superiori la dislocazione per faglia inversa viene sostituita da un piegamento, che produce una coppia anticlinale-sinclinale. Durante l'enucleazione della *fault-propagation fold* il livello morbido, meno competente, risulta scollato rispetto al livello rigido e probabilmente già in parte deformato (Fig. 10a, b) anche a causa della traslazione verso l'esterno di materiale superficiale proveniente da aree più interne. L'enucleazione ed amplificazione della piega maggiore (Fig. 10c) porta alla formazione di intense zone di taglio e di mesostrutture plicative che modificano continuamente i rapporti fra gli elementi deformativi nel livello morbido. L'ulteriore propagazione verso l'alto della faglia inversa potrebbe venire impedita dagli elevati contrasti di competenza fra le due unità litico-strutturali; questo porterebbe alla formazione di un nuovo sovrascorrimento (*breakthrough thrust*) che taglia la piega maggiore e, con geometrie anche complesse, arriva ad interessare l'intera successione, ripiegando e deformando le strutture precedentemente formate (Fig. 10d).

Nell'ambito dell'Appennino UMS si ritiene che la situazione più verosimile possa prevedere una combinazione fra *breakthrough* emergenti a diverse geometrie e *detachment breakthrough* (Fig. 12). Esempi di questo tipo di geometrie si osservano anche alla scala

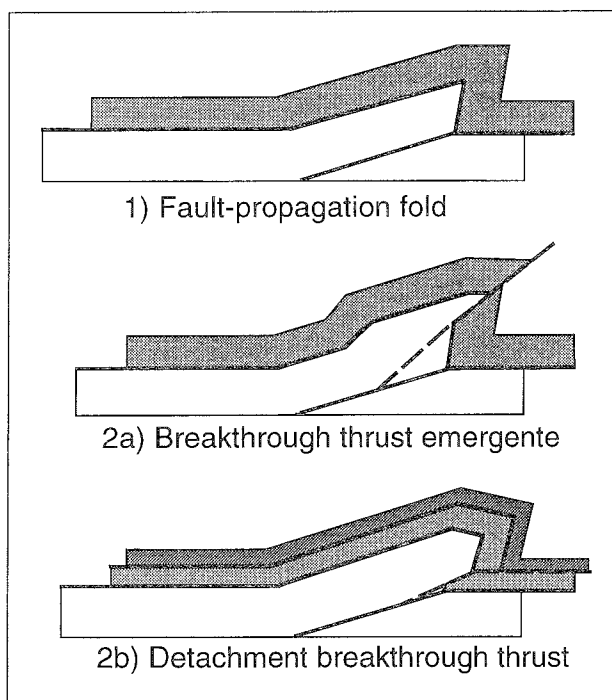


Fig. 12 - Due modelli bilanciati di possibili tipi di *breakthrough thrust* attraverso una precedente *fault-propagation fold*, costruiti assumendo deformazioni per *flexural-slip*. Si ritiene, per quanto osservato, che nell'Appennino UMS si abbia una combinazione fra questi due modelli, che, associata agli intensi fenomeni di *layer-parallel shortening*, porta generalmente a delle figure d'interferenza nelle mesodeformazioni estremamente complesse, e ad una attività della compressione secondo una deformazione progressiva.

dell'affioramento (Fig. 7). Nel letto, generalmente deformato a formare una sinclinale, il livello morbido subisce deformazioni per pressione/soluzione, pieghe da scollamento e LPS. Il livello rigido si raccorcia raddoppiando il suo spessore; il livello morbido può raccorciarsi scorrendo sopra il livello inferiore e trasferendo materiale verso le zone più esterne. Si viene a creare quindi un assetto generale che prevede un livello litico-strutturale inferiore, più competente (livello rigido), delimitato inferiormente dal livello di scollamento principale e deformato secondo geometrie di tipo *fault-propagation fold*, ed un livello litico-strutturale superiore (livello morbido), la cui deformazione è svincolata dal livello inferiore; all'interno del livello morbido il raccorciamento è trasferito verso l'alto da una serie di scollamenti secondari.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Questo modello deformativo è stato soddisfacentemente testato nella ricostruzione dell'evoluzione cinematica del sovrascorrimento di M. Tancia (E in Fig. 1) (COSENTINO *et alii*, 1992). Si riconosce una superficie di sovrascorrimento principale che porta alla sovrapposizione della *Maiolica* sulla *Scaglia rossa* e sulla *Scaglia cinerea*. La geometria del tetto (Fig. 13a), a meno della tettonica distensiva che ha successivamente smembrato il settore, portando ad un generale ribassamento verso SW, è riconducibile ad una anticlinale asimmetrica, a vergenza orientale, con una lunghezza d'onda di circa 5 km, un fianco occidentale immergente verso W di circa 30°-40°, una estesa zona di cresta e un fianco orientale verticale, complicato da un sovrascorrimento secondario in posizione interna rispetto a quello principale. L'analisi degli angoli di *cut-off* definisce una rampa di tetto e un *flat* di letto.

La ricostruzione della geometria del tetto del sovrascorrimento è stata effettuata assumendo, in accordo con il modello proposto, una prima deformazione per *fault-propagation fold* e un successivo *breakthrough thrust*, quest'ultimo individuabile nel sovrascorrimento principale. Partendo da una anticlinale semplice per *fault-propagation fold* (Fig. 13b), sono state localizzate le possibili tracce delle due faglie. Lungo quella principale si è realizzato il sovrascorrimento dell'anticlinale di tetto, che ha raggiunto così l'attuale assetto. Attraverso continui aggiustamenti fra la sezione deformata finale, la sezione indeformata e quelle relative ai diversi stadi della deformazione (Fig. 13c), è stata ricavata la geometria pre-compressione che meglio corrisponde a quella riscontrabile sul terreno (Fig. 13d). Avendo così definito gli stadi intermedi della compressione, la ricostruzione effettuata, oltre ad essere geologicamente plausibile e geometricamente corretta, risulta anche cinematicamente ammissibile.

Le associazioni strutturali riconosciute sul terreno sono compatibili con una deformazione compressiva che prevede una stretta relazione fra le pieghe e le faglie alle diverse scale, con le prime formatesi come conseguenza delle seconde, secondo uno schema evolutivo per *thrust-related folding*. Considerazioni geometriche e cinematiche hanno portato a definire uno stile deformativo secondo geometrie di tipo *fault-propagation fold*, successivamente rideformate da nuovi sovrascorrimenti (*breakthrough thrust*) enucleatisi dal basso, probabilmente a causa dei contrasti di com-

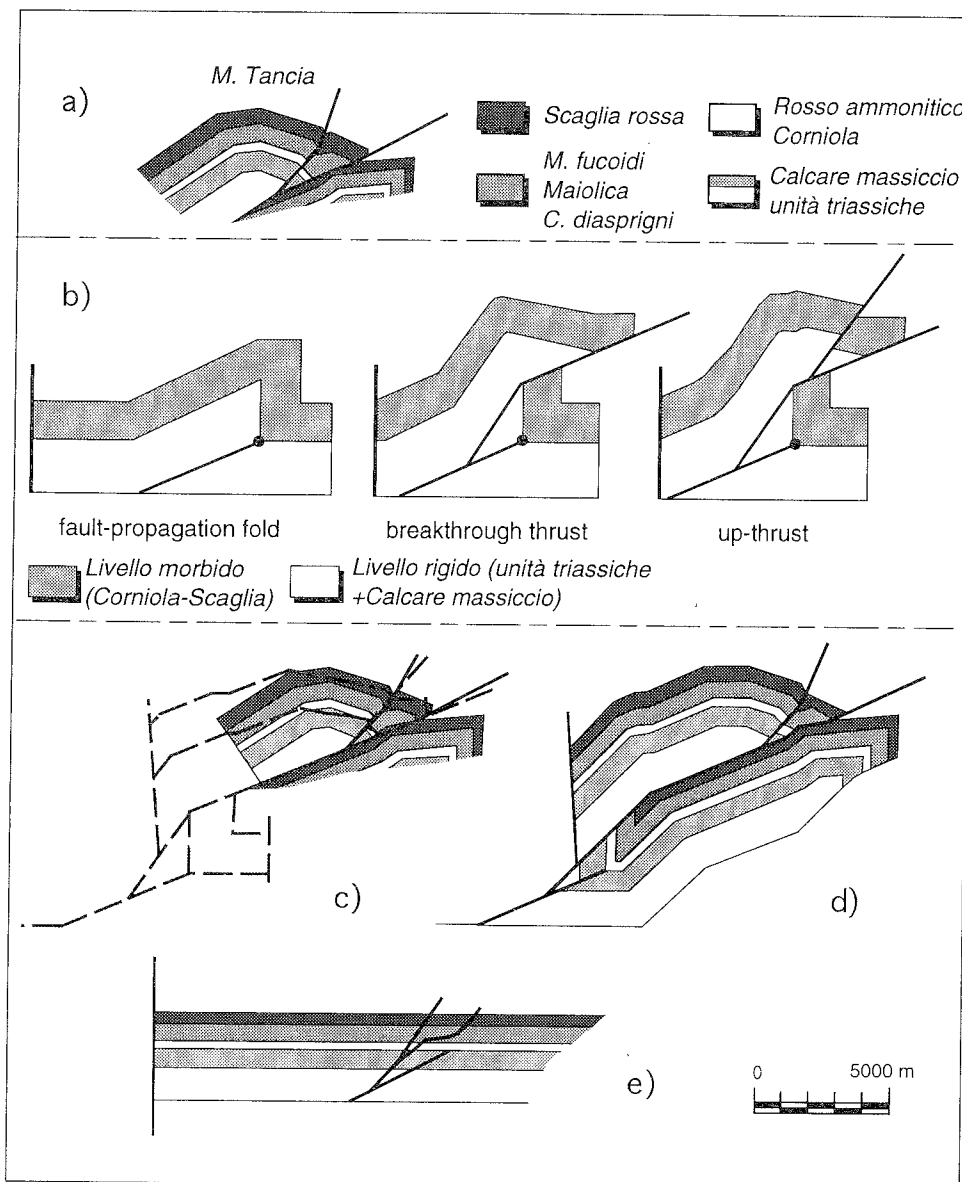


Fig. 13 - a) Profilo geologico attraverso il fronte del M. Tancia, a meno della tettonica distensiva. b) Modellizzazione della compressione secondo due passaggi principali: 1-definizione delle traiettorie delle faglie allo stato indeformato; 2-deformazione per *flexural-slip*. c) Combinazione fra la figura 13a, ricavata dai dati di terreno, e la figura 13b, ricavata dalla modellizzazione (tratteggiata). d) geometria risultante dalla combinazione precedente, e definibile come la geometria del tetto e del letto del fronte del M. Tancia. e) Retrodeformazione del tetto del fronte del M. Tancia.

petenza all'interno della successione sedimentaria UMS. La presenza di numerosi scollamenti superficiali, a varie altezze stratigrafiche, porta a definire almeno due livelli litico-strutturali principali, in cui la deformazione si esplica secondo modalità sostanzialmente diverse: il superiore, meno competente, oltre ad una deformazione interna principalmente per embrici, subisce una deformazione passiva legata alla enucleazione ed amplificazione della *fault-propagation fold* sottostante. Tale modello prevede, nel fianco esterno delle anticlinali di rampa, un assetto verticale del *Calcare massiccio*, che però difficilmente viene evidenziato dai dati di terreno. Nelle anticlinali semplici per *fault-propagation folding* e successivo *breakthrough* dell'Appennino UMS, il *Calcare massiccio* di letto non è mai visibile sul terreno, come non lo sono le parti più basse del tetto (difficilmente si può osservare la parte superiore delle unità triassiche, estremamente tettonizzate

come nel caso del M. Calcarone). Il modello proposto riesce a tener conto dell'assetto generalmente non verticale del *Calcare massiccio* di tetto visibile sul terreno e della presenza quasi costante di una sinclinale di letto: è necessario che il *breakthrough thrust* sia ad alto angolo, o che abbia una traiettoria non perfettamente planare; numerosi scollamenti possono trasferire il raccorciamento verso l'alto. Il modello risulta compatibile anche con le altre deformazioni e indicazioni cinematiche alle diverse scale.

La presenza abbastanza comune, alle diverse scale e a diverse altezze strutturali, di una sinclinale al letto delle anticlinali sovrascorse porta a considerare una sua importanza primaria nella propagazione dei sovrascorrimenti, e non un suo rapido esaurimento in profondità come una semplice piega di trascinamento (McNAUGHT & MITRA, 1993; MITRA & NAMSON, 1989). Nelle strutture di M. Solenne e di M. Calcarone, la for-

mazione della sinclinale sembra precedere il fagliamento. Quest'ultimo può essere ricondotto allo sviluppo dei *breakthrough thrust* che, interessando l'intera successione, determinano, successivamente all'enucleazione della *fault-propagation fold*, la sovrapposizione delle anticlinali sulle adiacenti sinclinali.

GEISER (1988) e NICKELSEN (1988) forniscono numerose evidenze di terreno ed esaurienti spiegazioni sulle possibili geometrie e cinematiche che guidano la propagazione di strutture compressive simili a quelle presentate in questo lavoro. Si può assumere che la deformazione del livello rigido sia ristretta a *flexural-slip*, e che quindi vengano mantenute, oltre alle aree, anche le lunghezze. Nel livello morbido, entrano in gioco altri meccanismi di deformazione, oltre al fagliamento e piegamento per *flexural-slip*; tali meccanismi, di difficile valutazione quantitativa, sono stati necessariamente trascurati nella ricostruzione presentata, che risulta quindi conservativa.

I contatti tettonici fra il *Calcare massiccio* e la sovrastante successione pelagica sui fianchi esterni delle anticlinali di M. Solenne, Genga e M. Pietroso sarebbero riconducibili, secondo CALAMITA (1990), a *thrust* ciechi ad alto o basso angolo coinvolgenti il *Calcare massiccio* e presumibilmente le evaporiti triassiche; successivamente il sistema *thrust* cieco-anticlinale sarebbe sovrascorso su superfici di sovrascorrimento a basso angolo coinvolgenti l'intera successione. Sulla base dei test di ammissibilità cinematica presentati da GEISER (1988) (Fig. 12) si ritiene che il *thrusting* cieco non possa essere definito come stile deformativo dominante,

almeno nei settori analizzati, in quanto non trova una sua giustificazione in termini cinematici. Tali contatti tettonici potrebbero essere riconducibili alle faglie che delimitavano i margini degli alti strutturali giurassici; su queste non sono state però rilevate chiare evidenze di riattivazione, in termini di inversione positiva, durante la compressione neogenica. Come recentemente proposto da TAVARNELLI (1995), queste faglie risulterebbero quindi deformate passivamente durante l'amplificazione dell'anticlinale e il trasporto al tetto della rampa del sovrascorrimento. Si ritiene infine che queste faglie ereditate abbiano controllato la posizione delle rampe dei sovrascorrimenti (TAVARNELLI, 1995; CORRADO *et alii*, questo volume): la contiguità fra successioni con *facies* e spessori diversi, e quindi con comportamenti meccanici differenziati, avrebbe in questo modo creato un ostacolo all'avanzamento della compressione, portando a localizzati trasferimenti verso l'alto del livello di scollamento basale.

Le strutture osservate alle diverse scale, sembrano formarsi in un unico evento compressivo, nell'ambito di una deformazione progressiva, e sono consistenti con una propagazione del sistema catena-avanfossa verso l'avampaese (sequenza deformativa di tipo *piggy-back*). Si ritiene però che la formazione e la maggiore attività di un sovrascorrimento più giovane al letto dei sovrascorrimenti più antichi non comporti necessariamente la disattivazione di questi ultimi. Il continuo raccorciamento lungo i sovrascorrimenti più antichi (Fig. 14) potrebbe così essere la causa della formazione e del ripiegamento di embrici sottili e dei ripiegamenti delle

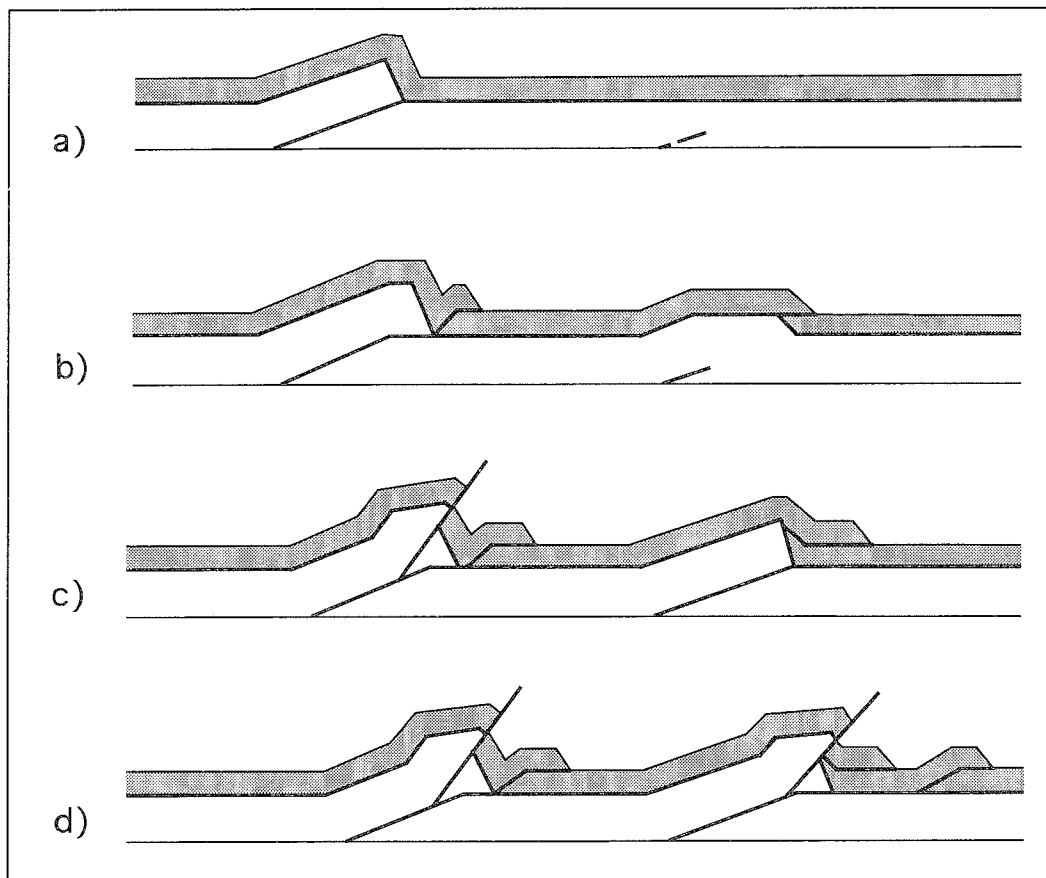


Fig. 14 - Modello cinematico della compressione neogenica. Vengono evidenziati i 4 stadi principali della deformazione progressiva.

strutture alla scala dell'affioramento, che vengono rilevati generalmente nei livelli superiori della successione sedimentaria, lungo i fianchi esterni delle anticlinali maggiori e nelle zone esterne ai sovrascorrimenti. Ne risulta che le evidenze geometriche e cinematiche presentate in questo lavoro potrebbero inserirsi in un modello di *thrusting* sincrono, come recentemente proposto per alcuni settori delle Montagne Rocciose (BOYER, 1992) e degli Appalachi (NICKELSEN, 1988) ed applicato anche in settori dell'Appennino sabino (CORRADO, 1994; CORRADO *et alii*, questo volume). Secondo tale modello, la principale attività lungo i sovrascorrimenti esterni viene accompagnata da una minore attività lungo i sovrascorrimenti più vecchi ed interni, che quindi non vengono disattivati. Una propagazione in sequenza dei sovrascorrimenti verso l'avampaese, connessa con un movimento continuo dei sovrascorrimenti in profondità, può quindi portare ad una successione di strutture che può divenire, nei livelli meno profondi, estremamente complessa, anche in apparente fuori sequenza.

BIBLIOGRAFIA

- BARCHI M. (1992) - *Una sezione geologica bilanciata attraverso il settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano: Acquasparta-Spoleto-Accumoli*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/1, 347-362.
- BARCHI M., GUZZETTI F., LAVECCHIA G., LOLLI O. & BONTEMPO R. (1988) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano: 1-La sezione Trevi-Valle del Lambro*. Boll. Soc. Geol. It., 107, 109-130.
- BOYER S.E. (1992) - *Geometric evidences for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust*. In: McCCLAY K.R. (ed.) - *Thrust tectonics*. 377-390. Chapman & Hall, London.
- BUTLER R.W.H. (1992) - *Evolution of Alpine Fold-Thrust Complexes: A Linked Kinematic Approach*. In: MITRA S. & FISHER G.W. (eds) - *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*, 29-44.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrust and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 4(1), 83-117.
- CALAMITA F., COPPOLA L., DELIANA G., INVERNIZZI C. & 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., CENTAMORE E., DELIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1992) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 295-314.
- CORRADO S. (1995) - *Nuovi vincoli geometrico-cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano - Antrodoco*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 245-276.
- CORRADO S., COSENTINO D., PAROTTO M. & VECCHIA P. (presente volume) - *Compatibilità geometriche e cinematiche nel thrust-belt sabino (Appennino laziale)*.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1992) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/2, 55-61.
- COSENTINO D., PAROTTO M., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1995) - *Carta geologica della media Valnerina (Terni-Umbria)*. Sc. 1:25.000.
- DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., 105, 65-85.
- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1977) - *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 2- Le scaglie di copertura*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 723-734.
- DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1990) - *Il sovrascorrimento di M. Sant'Angelo - M. Solenne (Ferentillo, Terni)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 51-56.
- GEISER P.A. (1988) - *The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross-sections in deformed terranes*. In: MITRA J. & WOJTAŁ S. (eds.) - *Geometries and Mechanisms of Thrusting, with special reference to the Appalachians*. Geol. Soc. of America, Special Paper, 222, 47-76.
- JAMISON J. (1992) - *Stress controls on fold thrust style*. In: McCCLAY K.R. (ed.) - *Thrust tectonics*, 155-164. Chapman & Hall, London.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy*. Geol. Ultraiectina, 30, 1-155.
- LAVECCHIA G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. 3 - Lo stile deformativo*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 271-278.
- 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. (1988) - *The Umbria-Marchean arcuate fold belt (Italy)*. Tectonophysics, 146, 125-137.
- McCCLAY K. (1987) - *The mapping of geological structures*. Geological Society of London Handbook, 161 pp.
- MCNAUGHT M.A. & MITRA G. (1993) - *A kinematic model for the origin of footwall synclines*. Journ. of Struct. Geology, 15(6), 805-808.
- MITRA S. & NAMSON J. (1989) - *Equal-area balancing*. Amer. Journ. of Science, 289, 563-599.
- NICKELSEN R.P. (1988) - *Structural evolution of folded thrusts and duplexes on a first-order anticlinorium in the Valley and Ridge Province of Pennsylvania*. In: MITRA J. & WOJTAŁ S. (eds.) - *Geometries and Mechanisms of Thrusting, with special reference to the Appalachians*. Geol. Soc. of America, Special Paper 222, 89-106.
- SUPPE J. & MEDWEDEFF D.A. (1990) - *Geometry and Kinematics of Fault-propagation folding*. Eclogae Geol. Helv., 83(3), 409-454.
- TAVARNELLI E. (1993) - *Evidence for Fault-propagation folding in the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, VII, 87-99.
- TAVARNELLI E. (1995) - *Controllo delle faglie dirette giurassiche e cretaco-paleogene sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano*. Atti Conv. Sc. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 febbraio 1995.
- VECCHIA P. (1994) - *Il fronte Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini: geometrie dei thrust e interpretazioni cinematiche preliminari nel settore del Monte Terminillo (RI)*. Atti 77ª Riunione Estiva Soc. Geol. It., Bari, 16-18 settembre 1994.



Grafica, fotocomposizione e stampa
Centro Interdipartimentale Audiovisivi e Stampa
Università di Camerino
dicembre 1996

Autorizzazione Tribunale di Camerino n. 4/82 del 17.12.1982
Direttore responsabile Prof. PIERPAOLO MATTIAS

