

**STILE STRUTTURALE DELLA TETTONICA DISTENSIVA NELL'UMBRIA OCCIDENTALE:
L'ESEMPIO DEI MASSICCI MESOZOICI PERUGINI(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 105
ABSTRACT	" 105
INTRODUZIONE	" 106
CENNI DI STRATIGRAFIA	" 106
INQUADRAMENTO TETTONICO	" 109
CRONOLOGIA DELLE DEFORMAZIONI	" 109
ANALISI GEOMETRICA	" 109
CONSIDERAZIONI TEORICHE A SOSTEGNO DEL MODELLO PROPOSTO	" 113
PROFONDITA' E GEOMETRIA DEL LIVELLO DI SCOLLAMENTO DELLE FAGLIE DISTENSIVE	" 113
SEZIONI GEOLOGICHE E CALCOLI DI ESTENSIONE	" 114
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 117
BIBLIOGRAFIA	" 118

RIASSUNTO

Il settore settentrionale dei Massicci Mesozoici Perugini (area di Monte Tezio - M. Acuto) è stato scelto come area campione con l'obiettivo di descrivere la geometria e la cinematica delle deformazioni distensive plio-pleistoceniche dell'Umbria occidentale e di definire i loro rapporti con le strutture compressive.

Fra il Langhiano ed il Tortoniano l'area in studio è stata interessata da una fase tettonica compressiva che ha prodotto ai livelli strutturali più superficiali la messa in posto dell'unità alloctona Falterona - Cervarola sulla *Marnoso Arenacea* e, a maggior profondità, l'accavallamento di una scaglia di *Verrucano (s.l.)* sulle evaporiti triassiche. La successione carbonatica dei Massicci mesozoici è posta nell'*hanging wall* di questo accavallamento e non appare interessata da deformazioni compressive rilevanti.

Nell'intervallo Pliocene superiore - Pleistocene inferiore la tettonica distensiva ha originato sistemi di faglie dirette, orientate prevalentemente in direzione NW-SE. Un motivo di grande interesse è costituito da faglie normali a basso angolo di inclinazione (20-30°) ed immersione orientale, tagliate da faglie sintetiche ad alto angolo (45-60°), di seconda generazione. Le faglie a basso angolo sono state riconosciute in numerose località; le più evidenti si sviluppano ad ovest della dorsale M. Filoncio - Cresta della Fornace, nel settore settentrionale del M. Acuto e lungo il versante orientale di Monte Gudiolo. Le principali faglie dirette ad alto angolo che producono rigetti fino a 1000 metri immergono anch'esse a NE e costituiscono un sistema a cui appartengono le faglie bordiere orientali dei massicci carbonatici. Sono anche presenti faglie dirette ad immersione occidentale, con inclinazioni maggiori di 40°, che producono tuttavia dislocazioni di minore importanza.

I rapporti cronologici fra i sistemi di faglie sia alla scala macrostrutturale che a quella mesoscopica suggeriscono che

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

(**)Lavoro svolto con i finanziamenti del Gruppo Nazionale Difesa Terremoti (responsabile G. LAVECCHIA).

le faglie dirette a basso angolo non siano tali *ab origine* ma rappresentino strutture ruotate attorno ad un asse suborizzontale e successivamente disattivate. E' ossia possibile ipotizzare che l'intera struttura dei Massicci Perugini sia costituita da un insieme di blocchi fagliati e basculati verso ovest, con uno stile "a domino". Le faglie dirette ad alto angolo sono invece interpretabili come strutture coniugate di seconda generazione che non avrebbero subito una rotazione sensibile.

Tale modello deformativo è stato utilizzato per l'elaborazione di due sezioni geologiche poste rispettivamente nel settore settentrionale e meridionale dell'area esaminata. La geologia di superficie è stata ricostruita tramite un rilevamento geologico di dettaglio mentre l'estrapolazione in profondità, ed in particolare la localizzazione del livello di scollamento delle faglie dirette, è stata effettuata tenendo conto dei vincoli imposti dai dati di sottosuolo (profili sismici a rifrazione, pozzo Perugia 2, pozzo S. Donato). La restaurazione della sezione geologica meridionale ha consentito di calcolare un'estensione di 3.8 km pari al 41.2% della lunghezza pre-tettonica distensiva.

ABSTRACT

In order to describe the geometry and the kinematics of the western Umbria Pliocene - Quaternary extensional deformations and their relationships with the compressional upper Miocene structures, the northern sector of the Perugia Massifs area (Western Umbria) has been studied. To pursue this aim the techniques of geological survey and structural analysis have been integrated with geophysical and drill data.

In the time span between Langhian and Tortonian the study area has been affected by compressional tectonics which produced, at the shallower crustal levels, the emplacement of the alloctonous Falterona - Cervarola Unit upon the *Marnoso Arenacea* terrains and, at deeper levels, the overthrusting of a basement sheet (*Verrucano s.l.*) upon the triassic anhydrite sequence. The western Umbria calcareous succession, at the hanging-wall of the above-mentioned basement thrust, is not affected by important compressional deformation.

Between the middle Pliocene and the lower Pleistocene, extensional tectonics gave rise to several NW-SE trending normal fault systems. A remarkable structural character pointed out by this work is the presence of east dipping low angle (20-30°) normal faults displaced by synthetical high angle normal faults. Many low angle normal faults have been recognized and mapped all over the surveyed area; the more important ones develop west of M. Filoncio - Cresta della Fornace ridge, along the north-western slope of M. Acuto and along the eastern sides of M. Gudiolo.

The main east dipping high angle normal faults are the M. Acuto - M. Tezio and M. Mussarello - M. Elceto boundary faults which show displacements up to 1000 m. West dipping high angle (dip > 40°) normal faults are also present but they produce only slight deformations and displacements.

The time-space relationships between the described fault sets, either at the regional or at the mesoscopic scale, suggest that the low angle normal faults did not originate with the dip values they show actually; on the contrary they may be interpreted as tilted structures whose rotation axis coincided with their own direction. Then it is possible to hypothesize that the whole structure of the Perugia Massifs area con-

sist of a set of fault-bounded blocks tilted toward west according to a *domino* or *bookshelf* model.

The high angle east- and west-dipping normal faults would represent, on the contrary, two second generation sets that would not have undergone appreciable amount of rotation.

Following the above-exposed model two geological sections, placed respectively in the northern and in the southern sectors of the study area have been elaborated. The surface geology was reconstructed by means of a detailed geological survey while the deep structure, and above all the fault detachment location, has been defined taking into account the constraints imposed by seismic refraction profiles and by the available well-log data. The restoration of the southern section, carried out by eliminating the displacements which took place along the two generations of normal faults, provides an amount of extension of 3.8 km equivalent to 41.2% of the pre-extensional length.

PAROLE CHIAVE: Umbria occidentale, Tettonica distensiva, Geologia strutturale, Analisi cinematica.

KEY WORDS: Western Umbria, Extensional tectonics, Structural geology, Kinematic analysis.

INTRODUZIONE

I Massicci Mesozoici Perugini (MMP) si localizzano nell'Umbria occidentale entro una fascia ampia circa 10 km, posta in destra idrografica del Tevere, delimitata a SSE dalla città di Perugia e a N dalla Valle del Niccone. Vi si riconoscono, dal punto di vista orografico, tre principali allineamenti montuosi, allungati in direzione NW-SE corrispondenti a nuclei carbonatici che emergono dai depositi torbiditici delle *Arenarie del Falterona - Cervarola* e della *Marnosa Arenacea* (Fig. 1). L'allineamento più interno corrisponde alla struttura di M. Malbe una culminazione di terreni triassici evaporitico-dolomitici privi della copertura carbonatica meso-cenozoica. I due allineamenti più esterni, costituiti da una successione carbonatica mesozoico-terziaria di tipo umbro-marchigiano, corrispondono alle dorsali di M. Acuto - M. Tezio e di M. Mussarello - M. Elceto di Murlo. Dal punto di vista strutturale tali rilievi sono costituiti da monoclini immergenti verso SW, delimitate da sistemi longitudinali di faglie distensive.

Nella letteratura geologica l'area in esame è nota soprattutto per i numerosi studi sui rapporti tettonico-stratigrafici fra le unità torbiditiche umbre e toscane e sulla geometria delle deformazioni compressive ad esse associate (RENZ, 1933; GHELARDONI & MAIOLI, 1958; FAZZINI, 1959; NOCCHI, 1961; BOSCHERINI *et alii*, 1982).

Lo studio delle strutture tettoniche distensive, dopo i lavori di SIGNORINI (1946) e di DESSAU (1956), non è stato invece adeguatamente approfondito per cui l'entità delle deformazioni risulta sottostimata. In figura 2 sono riportate alcune delle sezioni geologiche proposte dai precedenti autori attraverso l'area in esame dalle quali si evince la scarsa importanza attribuita alla tettonica distensiva. Degno di nota è tuttavia il lavoro di MINELLI *et alii* (1986) in cui, per la prima volta nell'area in esame, viene ipotizzata, sulla base di dati di sottosuolo, l'esistenza di faglie distensive a basso angolo di inclinazione.

Scopo precipuo di questo studio è quindi approfondire le conoscenze sulla tettonica distensiva nell'Um-

bria occidentale ed in particolare definire il significato ed il ruolo delle faglie a basso angolo nella deformazione. Si è a tal fine effettuato un rilevamento geologico di dettaglio che viene qui presentato (Tav. 1) insieme ad una elaborazione statistica dei principali sistemi di faglie dirette.

CENNI DI STRATIGRAFIA

Le formazioni che compaiono nell'area dei MMP appartengono a due differenti unità tettoniche sovrapposte.

L'unità più elevata, alloctona di tipo toscano, è costituita da termini pelitici ed arenaceo-pelitici, noti in letteratura come *Argille Varicolori* (Eocene sup. - Oligocene inf.) ed *Arenarie del Falterona - Cervarola* (Oligocene sup. - Aquitaniano *p.p.*).

L'unità inferiore, autoctona, è invece caratterizzata da una sequenza triassico-paleogenica, prevalentemente carbonatica, di tipo umbro, cui succedono torbiditi miocenici. La base di tale sequenza non affiora in Umbria ed è nota grazie ai pozzi Perugia 2 e S. Donato la cui localizzazione è riportata in figura 1. Attraversata per uno spessore massimo di 1630 m, è composta da un membro superiore fillitico-quarzitico e da un membro inferiore fillitico e viene generalmente riferita (GHELARDONI, 1962) al *Verrucano* toscano (Ladinico - Carnico).

La successione del Trias superiore è costituita inferiormente da alternanze di anidriti e dolomie (*Anidriti di Burano*) o da *Calcarea Cavernosa*, di età norica e da una unità calcareo-marnosa stratificata del Retico (*Calcari e Marne a Raethavicola contorta Auctt.*). Lo spessore di tale successione è incerto poiché sia in affioramento che in perforazione il passaggio ai sovrastanti carbonati liassici è di natura tettonica; il massimo spessore perforato è di circa 2500 m (pozzo S. Donato) ma non è da escludere che un valore così elevato possa risultare da ispessimenti tettonici.

La sequenza carbonatica meso-cenozoica è costituita dalle formazioni tipiche della serie umbra che presentano tuttavia spessori ridotti del 30-40% rispetto alle successioni tipo della dorsale appenninica. Tale "riduzione" non è una peculiarità dell'area in esame ma è un carattere comune alle altre strutture carbonatiche dell'Umbria interna come le dorsali di M. Peglia (DAMIANI *et alii*, 1990) e narnese-amerina (FAZZINI, 1968; BONCIO *et alii*, 1995; presente volume).

La serie giurassica inizia con un'unità calcarea di piattaforma (*Calcarea Massiccio* del Lias inf.), che nell'area in questione non supera i 450 metri di spessore. Segue una successione pelagica calcarea (*Corniola* del Lias medio), calcareo-marnosa (*Rosso ammonitico* e *Calcari a filaments* del Toarciano - Bathoniano) e calcareo-silicea (*Calcari diasprini* del Calloviano - Titonico inferiore) per una potenza complessiva di circa 200 metri. Il Cretaceo inferiore è rappresentato dai calcari della *Maiolica* (Titonico sup. - Aptiano *p.p.*) e dalle *Marne a Fucoidi* (Aptiano - Albiano) con spessori medi rispettivamente di 140 e 50 metri. Superiormente la sequenza calcareo-marnosa del gruppo della *Scaglia* (*Sc. bianca*, *Sc. rossa*, *Sc. variegata* e *Sc. cinerea*; Cenomaniano - Oligocene) e del *Bisciario* (Aquitaniano - Burdigaliano *p.p.*), con una potenza complessiva di 300 metri, chiude la successione carbonatica. Quest'ultima raggiunge quindi, dalla base del *Calcarea Massiccio* al tetto del *Bisciario* lo spessore di circa 1100 metri.

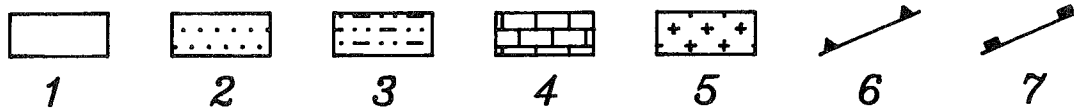
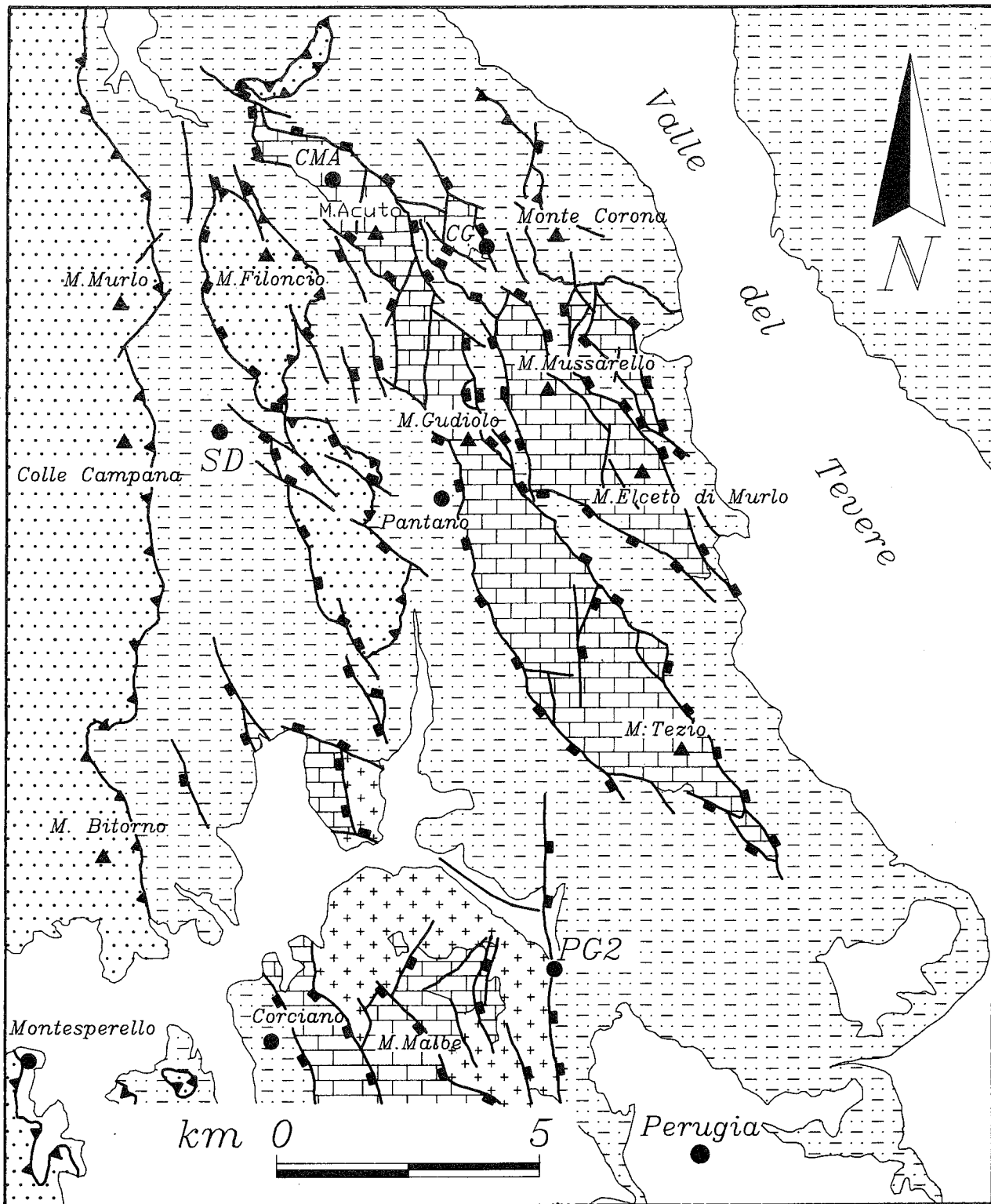
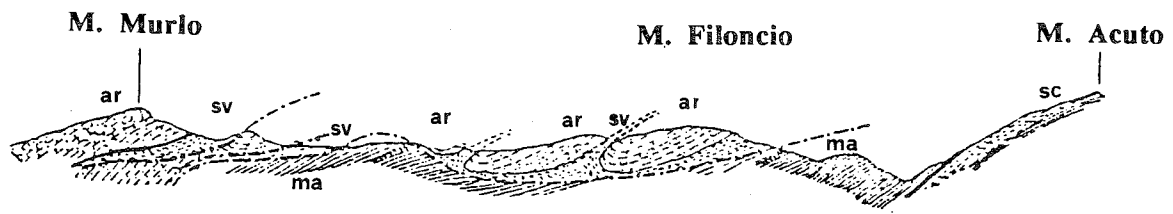
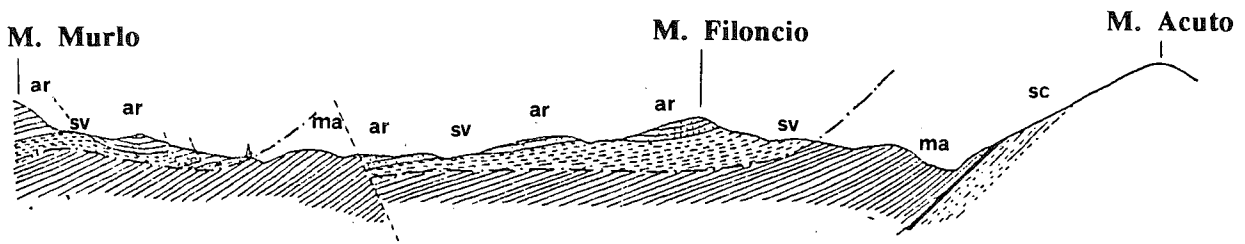


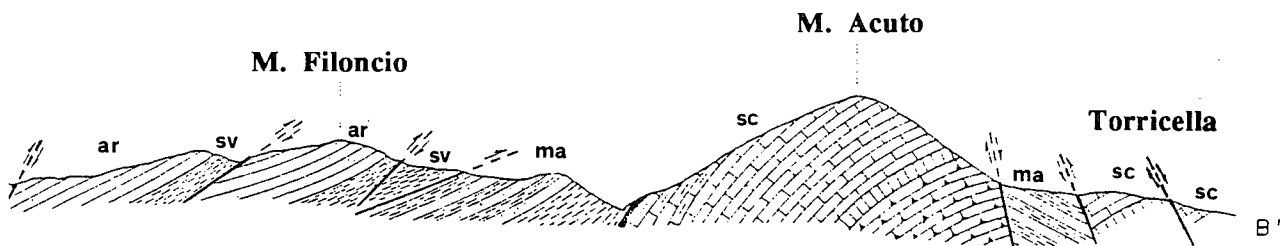
Fig. 1 - Schema strutturale dell'area dei Massicci Perugini. 1: depositi continentali plio-quadernari; 2: Unità Falterona - Cervarola (*Arenarie del Falterona* ed *Argille Varicolori*); 3: *Marnosa Umbra* e *Marnosa Arenacea*; 4: successione mesozoico-terziaria umbro-marchigiana; 5: *Calcari Cavernosi* e *Calcari a Rhaeticula contorta*; 6: sovrascorimenti; 7: faglie dirette; PG2: Pozzo Perugia 2; SD: pozzo S. Donato; CMA: cava di Monte Acuto; CG: cava di Galera.



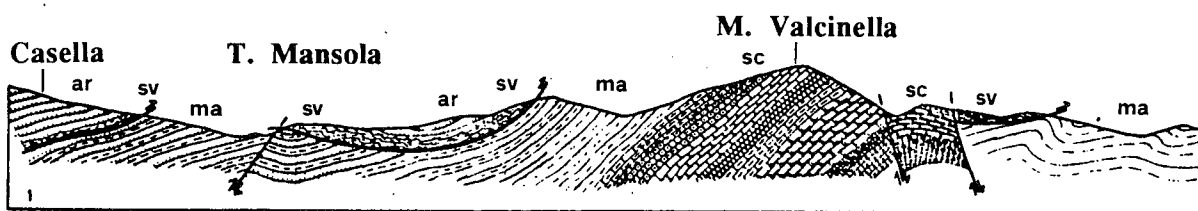
Renz, 1933



Fazzini, 1959



Ghelardoni & Maioli, 1958



Boscherini et al. 1982

Fig. 2 - Sezioni geologiche proposte da vari autori attraverso l'area in studio; Ar: *Arenarie del Falterona - Cervarola*; SV: *Argille (scisti) Varicolori*; Ma: *Marnosa Umbra e Marnoso Arenacea*; sc: *successione carbonatica umbro-marchigiana*.

La successione miocenica silico-clastica è riferibile al Burdigaliano; gli spessori massimi riscontrati sono di 280 m per la formazione *Marnosa Umbra* e di circa 400 metri (spessore massimo affiorante) per la *Marnoso Arenacea*.

INQUADRAMENTO TETTONICO

L'area dei MMP è delimitata ad ovest dal fronte principale di accavallamento delle *Arenarie del Falterona - Cervarola* sulla *Marnoso Arenacea* (Tav. 1) e ad est dal *graben* del Tevere. La sovrapposizione dell'unità toscana su quella umbra si è realizzata con uno stile strutturale di tipo *thin skinned* utilizzando come livello di scollamento la formazione incompetente delle *Argille Vari-colori* (DAMIANI *et alii* 1991). L'unità Falterona - Cervarola appare organizzata in una serie di scaglie tettoniche a vergenza orientale disposte secondo un *fan* embriato. Nel settore più esterno, in corrispondenza delle *klippen* di M. Filoncio e di Cresta della Fornace, l'alloctono "decapita" con traiettorie *down section* le strutture plicative presenti nella *Marnoso Arenacea*.

Una peculiarità dell'area in esame, rispetto agli altri settori del dominio umbro-marchigiano, è l'assenza in affioramento di strutture compressive che coinvolgano la successione carbonatica. I dati di sottosuolo (Pozzo S. Donato, Linee sismiche SNIA, profili sismici a rifrazione Piombino - Ancona e Perugia - Frontone) mostrano tuttavia l'esistenza, a profondità comprese fra 2 e 3 chilometri, di un raddoppio della sequenza evaporitica triassica, marcato dall'interposizione di un corpo quarzatico-fillitico (*Verrucano*). I dati di sismica a rifrazione (BIELLA *et alii*, 1993) suggeriscono che tale raddoppio si estende verso est fino al bordo occidentale della pianura del Tevere.

L'edificio compressivo è stato successivamente dissezionato da un sistema di faglie dirette sia ad alto che a basso angolo di inclinazione, prevalentemente ad immersione orientale. La generale immersione verso WSW dei blocchi delimitati da tali sistemi di faglie conferisce all'area in esame un tipico stile a "faglie dirette contrarie".

Il rilevamento geologico effettuato nel corso del presente studio ha permesso di ricostruire e cartografare numerose faglie dirette a basso angolo ad immersione orientale, con rigetti variabili da poche decine di metri ad oltre un chilometro. E' stata inoltre evidenziata in tutti i casi osservati, l'antecedenza del suddetto sistema di faglie rispetto al sistema sintetico ad alto angolo.

CRONOLOGIA DELLE DEFORMAZIONI

La datazione delle fasi deformative succedutesi nell'area appare tuttora incerta fatta eccezione per l'accavallamento dell'Unità Falterona - Cervarola sulla *Marnoso Arenacea* dei Massicci perugini. Tale sovrascorrimento sarebbe infatti riferibile al Serravalliano in base alla messa in posto degli olistostromi di Lama - Castiglione e di S. Faustino entro l'avanfossa della *Marnoso Arenacea Umbra* (RIDOLFI *et alii* 1995).

Dati decisamente più scarsi si hanno sull'età dell'enucleazione del *thrust* profondo coinvolgente il *Verrucano* e responsabile del raddoppio della sequenza evaporitica. Secondo LAVECCHIA *et alii* (1987) la struttura dei MMP avrebbe rappresentato il margine interno dell'avanfossa della *Marnoso Arenacea Eugubina* e la sua deformazione sarebbe pertanto da riferire ad una età compresa fra il Serravalliano inferiore ed il Tortonianiano inferiore.

Altrettanto problematica è la collocazione cronostratigrafica delle fasi iniziali della tettonica distensiva non essendo disponibili in letteratura dati biostratigrafici relativi ai depositi continentali del *graben* dell'alta Valle del Tevere. Supponendo che nel settore in esame le deformazioni estensionali siano coeve con il ramo sud-orientale del "Bacino Tiberino" (come sembrerebbe suggerire la continuità con le strutture della Valle Umbra) la sua genesi andrebbe collocata alla base del Pliocene superiore, età attribuita alle *Argille di Mornano - Spoleto* in CONTI & GIROTTI, 1977.

DATI DI SOTTOSUOLO

I logs delle perforazioni e le prospezioni geofisiche realizzate in anni più o meno recenti nell'area in studio, forniscono un importante contributo alla definizione delle strutture del sottosuolo ed è quindi necessario darne breve descrizione.

Il sondaggio Perugia 2 (PG2 in Fig. 1), posto ad est del nucleo evaporitico di Monte Malbe (p.c. a 344 metri s.l.m.) ha attraversato per circa 1000 metri litotipi riferibili alle *Anidriti di Burano* (*Calcari Cavernosi*, gessi, alternanze di dolomie ed anidriti etc.) e per ulteriori 500 m filladi e quarziti del *Verrucano* (GHE-LARDONI, 1962).

Posto circa 12 km a NW, il pozzo S. Donato (SD in Fig. 1) ha messo in evidenza la diretta sovrapposizione della *Marnoso Arenacea* (perforata dal p.c. posto a 498 metri s.l.m., fino alla profondità di 350 m) sulle *Anidriti di Burano*, con la completa elisione della serie carbonatica. La formazione evaporitica, che presenta il rilevante spessore di 2500 metri, passa inferiormente al *Verrucano*, attraversato per complessivi 1630 metri. Alla profondità di 4480 m si assiste infine ad un nuovo passaggio alle *Anidriti di Burano* perforate fino a fondo pozzo (4780 m.).

L'area dei MMP è attraversata, secondo varie direzioni, da profili sismici a rifrazione facenti parte di geotraverse di estensione regionale. Sono attualmente disponibili le interpretazioni del transetto Piombino - Ancona (ALFANO *et alii* 1982), del profilo Perugia - Frontone (LAVECCHIA *et alii*, 1984) e di alcune linee, della Campagna "Toscana '78" (MINELLI *et alii*, 1991; DE FRANCO *et alii*, 1991). La recente elaborazione di dati inediti, relativi al profilo Perugia - Frontone (BIELLA *et alii*, 1993) ha permesso un notevole miglioramento delle capacità risolutive nel sottosuolo dell'area compresa fra Perugia e Gubbio. Il modello sismico proposto nel suddetto lavoro, che tiene conto dei dati di perforazione ed è coerente con la curva delle anomalie gravimetriche (AGIP, 1957), mostra la presenza di uno strato a bassa velocità, posto nel settore occidentale del profilo ed identificabile con l'unità filladica sovrascorsa sulle *Anidriti di Burano*. Verso est tale strato si estende con continuità fino al bordo interno della Valle del Tevere senza essere interessato da evidenti dislocazioni distensive. A nord di M. Acuto la sua prosecuzione è testimoniata dagli analoghi risultati ottenuti da ALFANO *et alii* (1982) lungo il transetto Piombino - Ancona.

ANALISI GEOMETRICA

L'elemento di maggior interesse emerso dal presente studio è il riconoscimento sul terreno di faglie distensive caratterizzate da bassi angoli di inclinazione

(20°-30°). Queste strutture sono caratterizzate da immersione verso NE e portano a contatto i termini più alti della serie con quelli inferiori. La più importante di tali faglie a basso angolo si sviluppa ad occidente dell'allineamento M. Filoncio - Cresta della Fornace e ribassa il corpo più avanzato dell'unità Falterona - Cervarola rispetto alle sottostanti torbiditi etrusche

(Tav. 1). Il contatto che presenta inclinazioni comprese fra 25° e 30° è osservabile nell'incisione del torrente Nese ad E di Colle Calamepa (Fig. 3a). Una seconda importante faglia a basso angolo è stata riconosciuta sul versante orientale della dorsale M. Acuto - M. Tezio circa 1,5 km a N di Pantano: in questa località il piano di faglia inclinato 25° ribassa la *Marnosa Umbra*

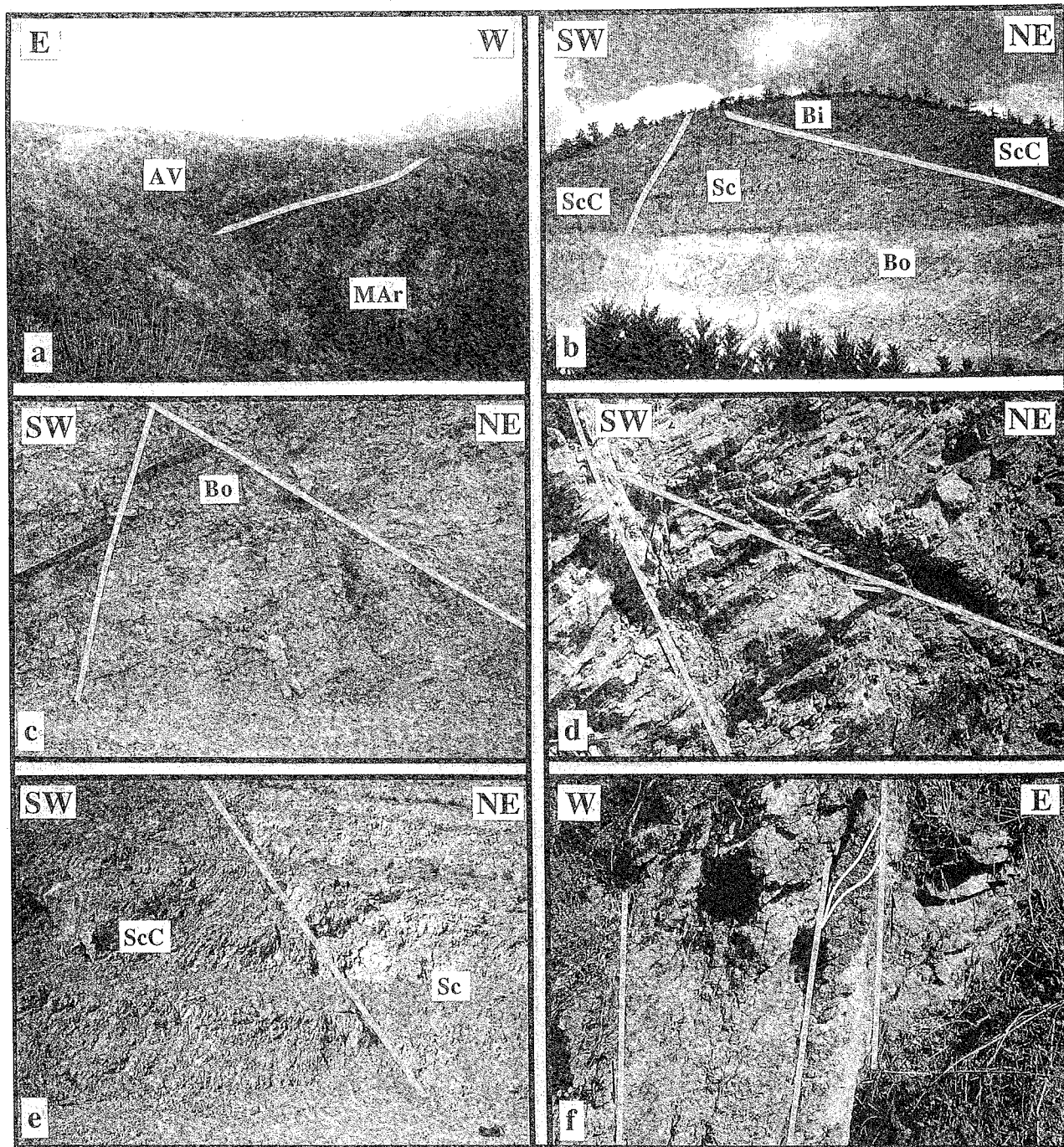


Fig. 3 - Deformazioni distensive a basso ed alto angolo di inclinazione nell'area dei MMP; a): faglia diretta a basso angolo di Rio della Costa (SW di M. Filoncio); il piano immergente a NE, con una inclinazione di circa 25°, ribassa le *Argille Varicolori* (AV) rispetto alla *Marnoso-Arenacea* (MAr); b) Cava di Galera (veduta da SE): nella parte più alta del fronte di cava è visibile un piano di faglia normale a basso angolo ad immersione orientale che ribassa i termini oligo-miocenici della *Scaglia cinerea* (ScC) e del *Bisciario* (Bi) ponendoli a contatto con la sequenza *Scaglia bianca - Scaglia rossa* (Sc) alla cui base è riconoscibile il *Livello Bonarelli* (Bo). E' presente inoltre una faglia antitetica con inclinazione prossima alla verticale; c)-d): contraddittorietà dei rapporti di precedenza fra sistemi di faglia a basso ed alto angolo di inclinazione nella cava di Galera; c): una faglia diretta a basso angolo disloca una faglia subverticale; d): i rapporti risultano invertiti; e) ed f): particolari delle zone di deformazione associate alle faglie inverse della cava di Galera e di Ponte Nese; in questo lavoro queste due faglie sono state interpretate come strutture distensive, originariamente ad immersione occidentale, basculate verso W di circa 30°.

portandola a contatto con la *Corniola* ed il *Calcare Massiccio*.

Faglie a basso angolo di minore importanza dislocano sia i terreni torbiditici affioranti a W di M. Acuto che la successione carbonatica (Cava di M. Acuto, Cava di Galera, Fig. 3b) con rigetti di alcune decine di metri. Le suddette faglie a basso angolo sono ovunque dislocate da faglie normali ad alto angolo, anch'esse prevalentemente immergenti verso NE. A quest'ultimo sistema, cui si associano rigetti fino a 1000 metri, appartengono le faglie bordiere orientali del M. Acuto, del gruppo di M. Tezio - M. Gudiolo e del blocco piú esterno di M. Mussarello - M. Elceto di Murlo.

Le faglie dirette ad alto angolo immergenti a WSW, antitetiche alle faglie bordiere sono relativamente frequenti (faglie occidentali di Monte Tezio, di M. Elceto di Murlo etc.) ma risultano in genere di importanza subordinata.

L'analisi del campo di sforzi distensivo, effettuata applicando metodologie di inversione (metodo di Carey; CAREY, 1976) ai piani di faglia ad alto angolo, è tuttora in fase di elaborazione (BROZZETTI & MINELLI, in prep). I risultati relativi ai primi siti strutturali esaminati hanno fornito tensori triassiali caratterizzati da un asse di massima estensione in direzione media N50E.

Un ulteriore sistema di faglia, apparentemente problematico, è costituito da piani subverticali che mostrano movimenti di tipo *dip slip* e sono caratterizzati dal ribassamento del blocco occidentale. Qualora non siano perfettamente verticali (80-85°), tali faglie, possono presentare un'immersione verso WSW (Fig. 3c), e quindi una geometria diretta, o verso ENE risultando inverse (Fig. 3d, 3e, 3f).

Per definire i rapporti geometrici e di precedenza fra i numerosi *set* di strutture ora descritti è stato effettuato il rilevamento strutturale delle cave di Galera e di Monte Acuto indicate in figura 1 rispettivamente con le sigle CG e CMA. Particolarmente interessante è la situazione osservabile presso la cava di Galera ove una faglia diretta a basso angolo ad immersione orientale ribassa l'insieme *Scaglia cinerea - Bisciario* su *Scaglia bianca* e *Scaglia rossa*. La faglia principale mostra inclinazioni variabili fra 20° e 30° e la zona di taglio entro la *Scaglia cinerea* è caratterizzata da una cataclite foliata in cui le meso-strutture presenti (strie, *lithons*, *Riedel shear*) concordano nell'indicare un movimento *dip slip* normale. Nel settore sud-occidentale del fronte di cava è visibile inoltre una seconda faglia immergente a NE con angolo di inclinazione molto elevato (80° circa) e geometria inversa (Figg. 3b, 3e). Le faglie rilevate la cui direzione oscilla fra NS e N120°E sono state riportate schematicamente nel diagramma di figura 4 ove sono state distinte in base alla loro immersione (orientale ed occidentale) e all'inclinazione.

Schematicamente nella popolazione totale si riconoscono i seguenti insiemi: 1): faglie dirette a basso angolo di inclinazione (20-30°) ad immersione orientale; 2): faglie dirette ad alto angolo di inclinazione (40-60°) ad immersione orientale, successive a quelle del gruppo 1; 3): faglie dirette ad immersione occidentale con inclinazioni comprese fra 40° e 60° coniugate alle faglie del gruppo 2; 4): faglie subverticali o ad angolo prossimo ai 90° (80-90°) immergenti ad ovest con geometria normale; 5): faglie subverticali o con inclinazione, prossima a 90° (80-90°) immergenti ad est con geometria inversa che producono, come quelle del gruppo 4 il ribassamento del blocco occidentale.

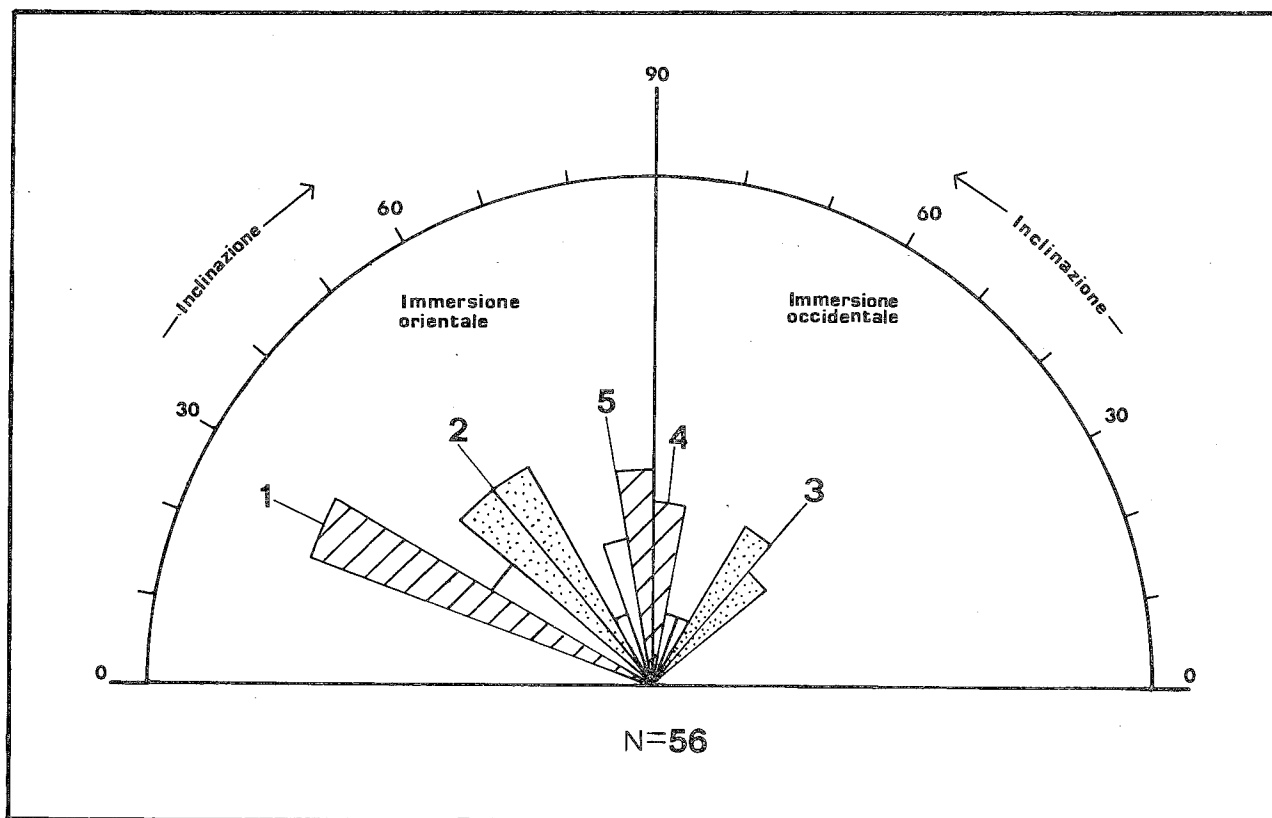


Fig. 4 - Diagramma sinottico dei gruppi di faglie a differente inclinazione rilevate nelle cave di Galera e di M. Acuto (V. testo).

Le relazioni di precedenza fra i vari gruppi di strutture non sono sempre chiare ed univocamente definibili. Infatti, mentre le faglie dei gruppi 2 e 3, fra loro coniugate, possono tagliarsi a vicenda e dislocano ovunque strutture appartenenti agli altri insiemi, i rapporti fra le faglie dei gruppi 1, 4 e 5 risultano talvolta contraddittori. Sono state, ad esempio, osservate situazioni in cui le faglie dirette a basso angolo dislocano faglie appartenenti ai i gruppi subverticali 4 e 5 (Fig. 2b, 2c) ma anche situazioni opposte. Particolarmente indicativa è la situazione, più volte rilevata alla scala mesostrutturale, in cui faglie a basso angolo (gruppo 1) vengono dislocate da faglie ad alto angolo o subverticali (Fig. 2d), ad immersione orientale, con geometria inversa (gruppo 5). Per spiegare quest'ultima configurazione interpretando le faglie sub-verticali come faglie compressive è necessario ipotizzare l'esistenza di una fase di raccorciamento successiva alle deformazioni estensionali. Allo stato attuale delle conoscenze sulla storia deformativa del settore in esame non si hanno elementi a sostegno di tale evento tettonico tardivo né se ne ha menzione in letteratura. Non va dimenticato inoltre che in altri casi questa ipotesi è contraddetta dall'osservazione che faglie appartenenti allo stesso gruppo 5 sono talora dislocate dalle faglie normali a basso angolo del sistema 1.

In alternativa l'insieme delle relazioni geometriche esistenti fra i vari sistemi di faglie descritti può essere spiegato nel quadro di una sola fase distensiva, se si accetta la possibilità di rotazioni di blocchi lungo *master faults* ad immersione orientale. E' possibile cioè ipotizzare che l'intera struttura dei MMP sia costituita da un insieme di blocchi fagliati e basculati verso W, secondo un'evoluzione "a domino". Secondo questa interpretazione le faglie a basso angolo verrebbero ad identificarsi con un sistema di faglie principali di prima generazione, attualmente ruotate e disattivate, mentre le faglie a giacitura subverticale (gruppi 4 e 5) ne costituirebbero il *set* coniugato antitetico.

Le faglie dei gruppi 2 e 3 sono invece interpretabili come sistemi coniugati di seconda generazione, affatto o solo lievemente ruotati. Accettando tale ipotesi l'angolo di *tilting* dei blocchi può essere stimato attorno a 25-30°, angolo necessario per riportare in verticale la bisettrice fra i due sistemi coniugati di prima generazione (sistema 1 e sistemi 4 - 5). Una simile interpretazione ha inoltre l'indubbio pregio di spiegare le faglie dirette a basso angolo come strutture originatesi inizialmente con una inclinazione (50-60°) che è quella caratteristica delle faglie distensive nel contesto di un regime deformativo di tipo fragile. Nello stereogramma di figura 5A è riportata la geometria teorica di due sistemi di faglie coniugate prodottisi entro il campo di sforzi estensionale calcolato nell'area in esame (BROZZETTI & MINELLI, in prep.). Lo stereogramma di figura 5B mostra invece l'associazione, di faglie normali a basso angolo e di faglie subverticali riscontrata nella cava di Galera. Appare evidente che la situazione B può essere ottenuta dalla A mediante una rotazione di c. a 25° verso W di entrambi i sistemi di faglia.

In figura 6 si propone infine un possibile modello evolutivo (da ANGELIER & COLLETTA, 1983, modificato) coerente con le osservazioni mega e meso-strutturali precedentemente discusse. Durante lo stadio iniziale della deformazione (Fig. 6a) si ha la formazione dei principali sistemi di strutture ossia di faglie normali ad immersione orientale, di faglie antitetiche di minore im-

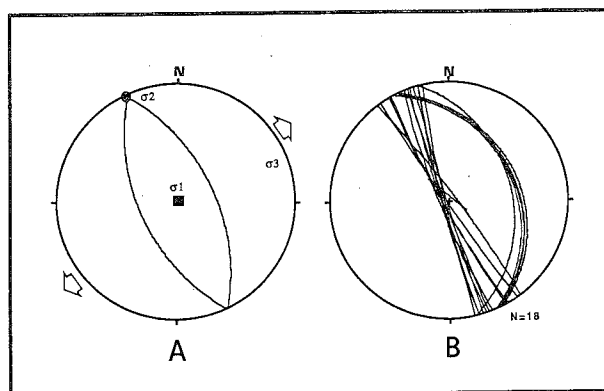


Fig. 5 - Nello stereogramma A è riportata la giacitura teorica di due faglie dirette coniugate caratteristiche di un campo di sforzi triassiale distensivo analogo a quello attivo fra il Pliocene sup. ed il Pleistocene inf. nell'Umbria occidentale (BROZZETTI & LAVECCHIA, 1995). Il reticolo B mostra invece i piani di due insiemi di faglie (gruppi 1 e 5) rilevati nella cava di Galera, il primo distensivo a basso angolo ed immersione orientale ed il secondo subverticale entrambi con movimenti *dip slip*. La configurazione B può essere prodotta partendo dalla A tramite una rotazione verso ovest di circa 25°.

portanza e di *tension joints*. Negli stadi intermedi (Fig. 6b, 6c) si assiste alla rotazione verso ovest dei suddetti sistemi di strutture fino a disattivazione delle faglie a basso angolo a causa dell'eccessivo incremento della componente normale dello sforzo. Si noti che a causa di tale rotazione, le faglie normali del sistema antitetico hanno assunto una giacitura subverticale ed in alcuni casi possono presentare un'immersione verso est risultando geometricamente inverse. Col progredire della deformazione, vista la impossibilità meccanica a produrre ulteriore distensione utilizzando le faglie di prima generazione, si ha l'origine di nuovi sistemi di faglie ad alto angolo di inclinazione.

CONSIDERAZIONI TEORICHE A SOSTEGNO DEL MODELLO PROPOSTO

Il modello geometrico-cinematico proposto spiega l'assetto strutturale dei MMP in base all'evoluzione progressiva di un sistema di faglie dirette rotazionali, alla sua disattivazione ed alla genesi di un nuovo sistema coassiale di faglie.

Col progredire dell'estensione la rotazione delle faglie non aumenta infatti indefinitamente poiché le strutture distensive a basso angolo osservate non presentano mai inclinazioni inferiori a 25° e sono ovunque dislocate da un successivo *set* di faglie ad alto angolo. Inclinazioni di 25-30° rappresentano probabilmente l'angolo critico di disattivazione raggiunto il quale il movimento lungo le faglie ruotate è sfavorito tanto da rendere conveniente la formazione di un nuovo *set* di strutture.

Un supporto teorico ad una simile interpretazione viene dagli studi di *Sibson* (1985) che hanno evidenziato come in un regime deformativo fragile l'attitudine di una faglia ad essere attivata sia funzione dell'angolo θ fra la faglia stessa e lo sforzo principale σ_1 . Assumendo un valore del coefficiente di frizione pari a $\mu = 0.75$, (condizione che si osserva frequentemente in natura (l' "angolo ottimale di riattivazione" θ^* è pari

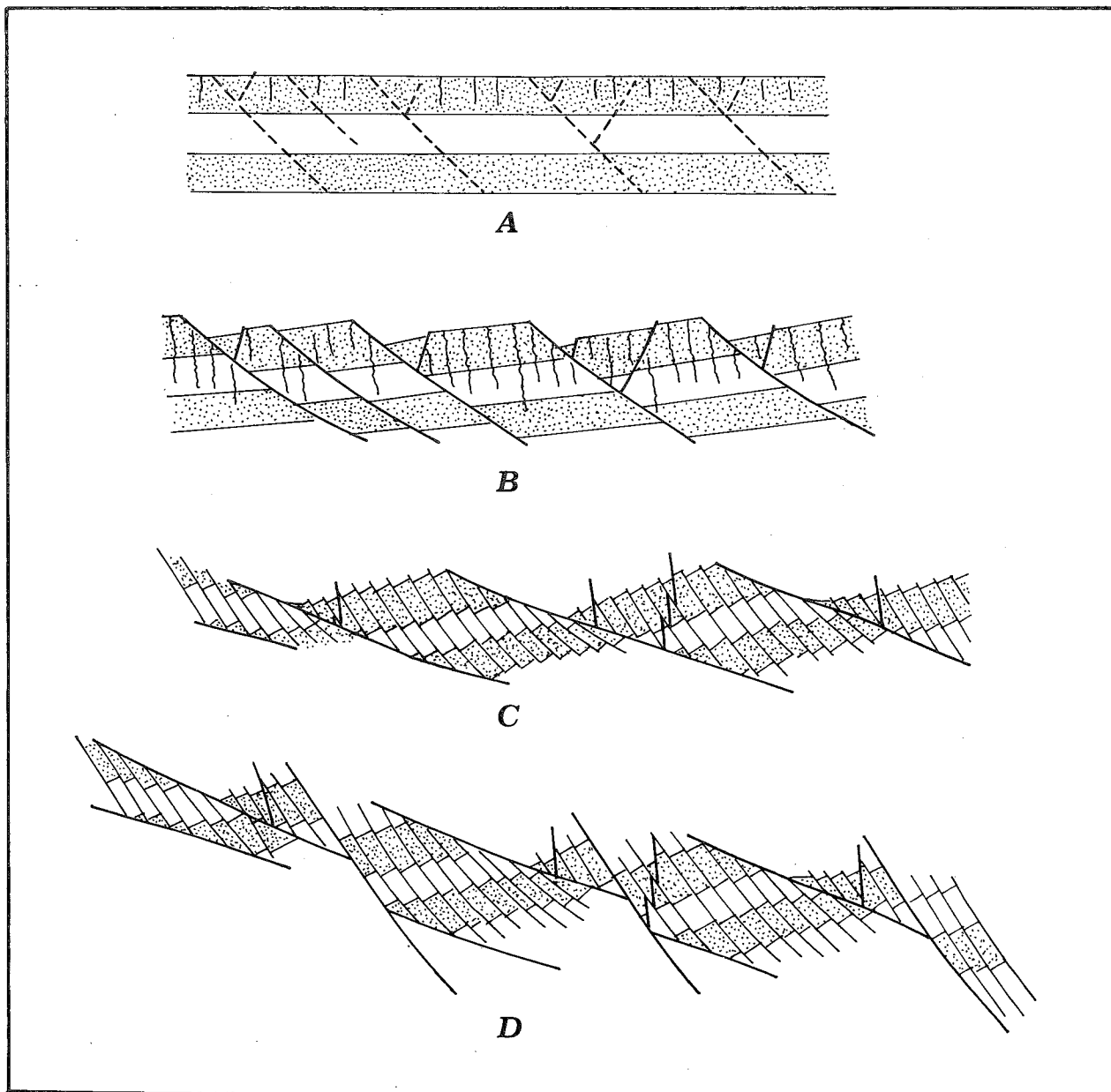


Fig. 6 - Possibile evoluzione geometrica del sistema di faglie normali rotazionali dei Massicci Perugini.

a) All'inizio della deformazione estensionale si originano i principali gruppi di faglie normali ad immersione orientale, subordinatamente faglie antitetiche ad immersione occidentale e *tension joints*; b - c) rotazione progressiva del sistema descritto al punto precedente fino a disattivazione delle faglie a basso angolo. Le faglie normali del sistema antitetico hanno assunto una giacitura subverticale ed in alcuni casi possono localmente presentare un'immersione orientale. Le fratture da tensione tendono a riattivarsi come faglie dirette minori; d) genesi di un nuovo sistema di faglie ad alto angolo ad immersione orientale. (modificato da ANGELIER & COLLETTA, 1983).

a 26.5° mentre le condizioni in cui il movimento lungo la faglia è maggiormente sfavorito si hanno per $\theta = 2\theta^* = 53^\circ$.

Applicando i risultati di questa analisi meccanica esemplificata ad un sistema di faglie dirette rotazionali quale quello riconosciuto nell'area dei MMP, dobbiamo aspettarci che il movimento lungo le faglie di prima generazione sia influenzato dall'angolo che esse formano con lo sforzo verticale σ_1 , angolo che, in risposta alla rotazione delle faglie, tende progressivamente a crescere. Al momento della loro formazione infatti le faglie presentano inclinazioni prossime a 60° ossia si trovano in condizioni ottimali per la loro riattivazione (θ è circa $= \theta^*$). Il movimento verrà invece ad

essere sfavorito quando θ si avvicina a valori di 50° , corrispondenti ad un'inclinazione delle faglie pari a 40° ; la totale disattivazione, cui segue la genesi di nuove famiglie di strutture ad alto angolo, si raggiungerà per inclinazioni attorno ai 30° .

PROFONDITA' E GEOMETRIA DEL LIVELLO DI SCOLLAMENTO DELLE FAGLIE DISTENSIVE

L'evoluzione delle deformazioni distensive che caratterizza l'area dei MMP mostra sensibili convergenze con quella osservata in altre regioni soggette ad intensa tettonica estensionale. Gli esempi più noti pro-

vengono dalla *Basin and Range Province* (ANGELIER & COLLETTA, 1983; PROFFETT, 1984), dal Mare Egeo (JACKSON & MCKENZIE, 1981) dal Golfo di Biscaglia (LE PICHON & SIBUET, 1981), dal Golfo di Suez (COLLETTA *et alii*, 1988) etc.

L'analisi delle situazioni summenzionate oltre a costituire una *case history* a sostegno del modello proposto, fornisce utili indicazioni sulla geometria delle strutture nel sottosuolo e soprattutto sulla localizzazione del livello di scollamento delle faglie dirette. A tal riguardo la casistica esistente in letteratura è quanto mai varia. Alcuni autori (POTTER *et alii*, 1986; BEACH, 1986; COLLETTA *et alii*, 1988) hanno dimostrato che spesso le *master faults* dei sistemi a "domino" si mantengono planari fino alla profondità di risoluzione delle linee sismiche che è posta, in genere, entro il basamento cristallino. Integrando dati geologici di campagna con dati sismologici, JACKSON (1987) ha mostrato nell'area dell'Egeo una generale coincidenza fra le inclinazioni delle faglie sismiche in superficie e le inclinazioni deducibili dai piani nodali a profondità di 8-10 km, prossime al limite fragile - duttile. Analogamente, STEIN & BARRIENTOS (1985), sulla base dei meccanismi focali dei terremoti della *Basin and Range Province*, sono giunti alla conclusione che in quella regione le faglie planari ad alto angolo tagliano l'intera crosta fragile.

E' importante sottolineare tuttavia che in tutti questi casi la spaziatura delle faglie non è mai inferiore ai 10 km ed in genere oscilla fra 10 e 40 km, ossia fra valori da 5 a 20 volte superiori a quelli osservati nell'area dei MMP (Tav. 1, sezione A-A').

In genere tuttavia, indipendentemente dalla scala del sistema, esiste una relazione fra la spaziatura media (D) delle faglie del domino e la profondità (P) a cui si colloca il livello di scollamento delle faglie stesse. Dai dati riportati in Tab. 1 si può infatti notare che l'orizzonte di scollamento è in genere posto ad una profondità che è dell'ordine di grandezza della spaziatura e che in genere è verificata la relazione $(D) < P < 2.5(D)$ (Tab. 1). Applicando tale criterio all'area di nostro interesse, essendo la spaziatura media fra le faglie principali di circa 1.5-2 km, si ottiene per l'ipotetico livello di scollamento un *range* di profondità compreso fra 1.5 e 5 km. Un valore di 2.5-3 km oltre ad essere la media di tale intervallo è in buon accordo con i dati di sottosuolo ed in particolare con il modello sismico e gravimetrico proposto in BIELLA *et alii* (1993). Questo infatti indica che a tale profondità si localizza il *top* del *Verrucano* il quale, non essendo dislocato dalle deformazioni distensive, potrebbe ragionevolmente identificarsi con l'orizzonte di scollamento.

Tab. 1 - Rapporti fra spaziatura media delle faglie (D) e profondità del livello di scollamento (P) in sistemi a "domino" osservati in varie regioni del mondo.

BACINO	D	P	D/P	AUTORE
G. di Biscaglia	4 - 5 km	10 km	2.5 - 2	Le Pichon et al, 1982
G. di Biscaglia	3 - 4 km	8 km	2.5 - 2	Le Pichon et al, 1982
G. di Biscaglia	2 km	4 - 5 km	2.5 - 2	Le Pichon et al, 1982
SE Georgia	8 - 10 km	>8 km	0.8 - >1	Crutcher, 1983
Ebridi	15 - 30 km	18 km	1.2 - 0.6	Brewer & Smith, 1985
Mar del Nord	12 - 24 km	20 km	1.7 - 0.8	Beach, 1986
Wessex-UK	20 - 30 km	>15 km	> 0.5	Gibbs, 1987
W- Orkney	15 - 30 km	15 km	0.5 - 1	Enfield & Coward, 1987
G. di Suez	8 - 20 km	>10 km	0.5 - 1.25	Colletta et al, 1988

D: distanza media fra le faglie maggiori
P: profondità del livello di scollamento

Dagli esempi geologici e dai modelli di laboratorio è inoltre possibile trarre indicazioni sulla geometria dell'orizzonte di *detachment*. Infatti nei sistemi a "domino" più noti in letteratura, lo scollamento mostra un assetto sub-orizzontale oppure un'immersione sintetica rispetto alle faglie principali. *Detachment* sub-orizzontali si osservano soprattutto quando le faglie tagliano ad alto angolo l'intera crosta superiore scollando, con raccordi listrici, entro la crosta inferiore duttile (DAVISON, 1989; LE PICHON & SIBUET, 1981) ossia in casi in cui pare applicabile un modello estensionale del tipo *pure shear*. Scollamenti inclinati sembrano invece caratterizzare sistemi più superficiali. (WERNICKE, 1981, WERNICKE & BURCHFIEL, 1982). In questi casi il progressivo approfondimento dell'orizzonte di scollamento è indicato da una diminuzione dell'altezza strutturale delle creste dei blocchi ruotati. La linea ideale che unisce tali creste tende infatti a disporsi parallelamente alla traiettoria del *detachment*.

Applicando le suddette osservazioni al caso dei MMP (Tav. 1, sezione geologica), è possibile ipotizzare, che le faglie dirette presentino un livello di scollamento debolmente inclinato con immersione verso ENE. Questa ipotesi appare peraltro confermata dal fatto che la struttura più interna (allineamento M. Malbe - M. Torrazzo - Pozzo S. Donato) è caratterizzata sul suo fianco orientale, dal denudamento delle evaporiti triassiche che risultano in contatto tettonico con le torbiditi della *Marnoso Arenacea Etrusca*. Tale contatto, che si realizza secondo una superficie a basso angolo ad immersione orientale, potrebbe essere prodotto dall'emersione in superficie dello scollamento principale o di uno dei suoi *splays*.

SEZIONI GEOLOGICHE E CALCOLI DI ESTENSIONE

L'insieme delle informazioni geologiche e geofisiche disponibili nell'area dei MMP è stato sintetizzato nelle due sezioni di figura 7 la cui traccia è indicata in tavola 1. La sezione A-A' (Fig. 7a) si sviluppa per 9.4 km secondo una direzione SW-NE, ortogonale alle principali strutture estensionali. Per quel che concerne la tettonica compressiva, le sole manifestazioni superficiali sono costituite da strutture plicative entro la *Marnoso Arenacea* (presumibilmente scollate alla base della *Marnosa Umbra*) che appaiono ricoperte dalle torbiditi alloctone dell'Unità Falterona - Cervarola. Il Piano di sovrascorrimento non appare ripiegato dalle suddette strutture plicative e si realizza frequentemente con traiettorie *down section* che suggeriscono una messa in posto dell'alloctono su di un *footwall* già strutturato.

Appare tuttavia evidente che ai livelli crostali più superficiali (fino a profondità di 2-3 km) le deformazioni distensive sono dominanti e che l'assetto strutturale dell'area deriva essenzialmente dalla loro geometria. Lo stile strutturale adottato, basato sull'interpretazione cinematica proposta nei capitoli precedenti, è caratterizzato da blocchi basculati verso ovest lungo faglie rotazionali ad immersione orientale. Le faglie a basso angolo sono state interpretate come strutture ruotate fino alla totale disattivazione e successivamente tagliate da faglie di neoformazione (faglie bordiere dei massicci carbonatici).

Le faglie subverticali o fortemente inclinate (80-90°) immergenti ad ovest sono state ritenute anti-

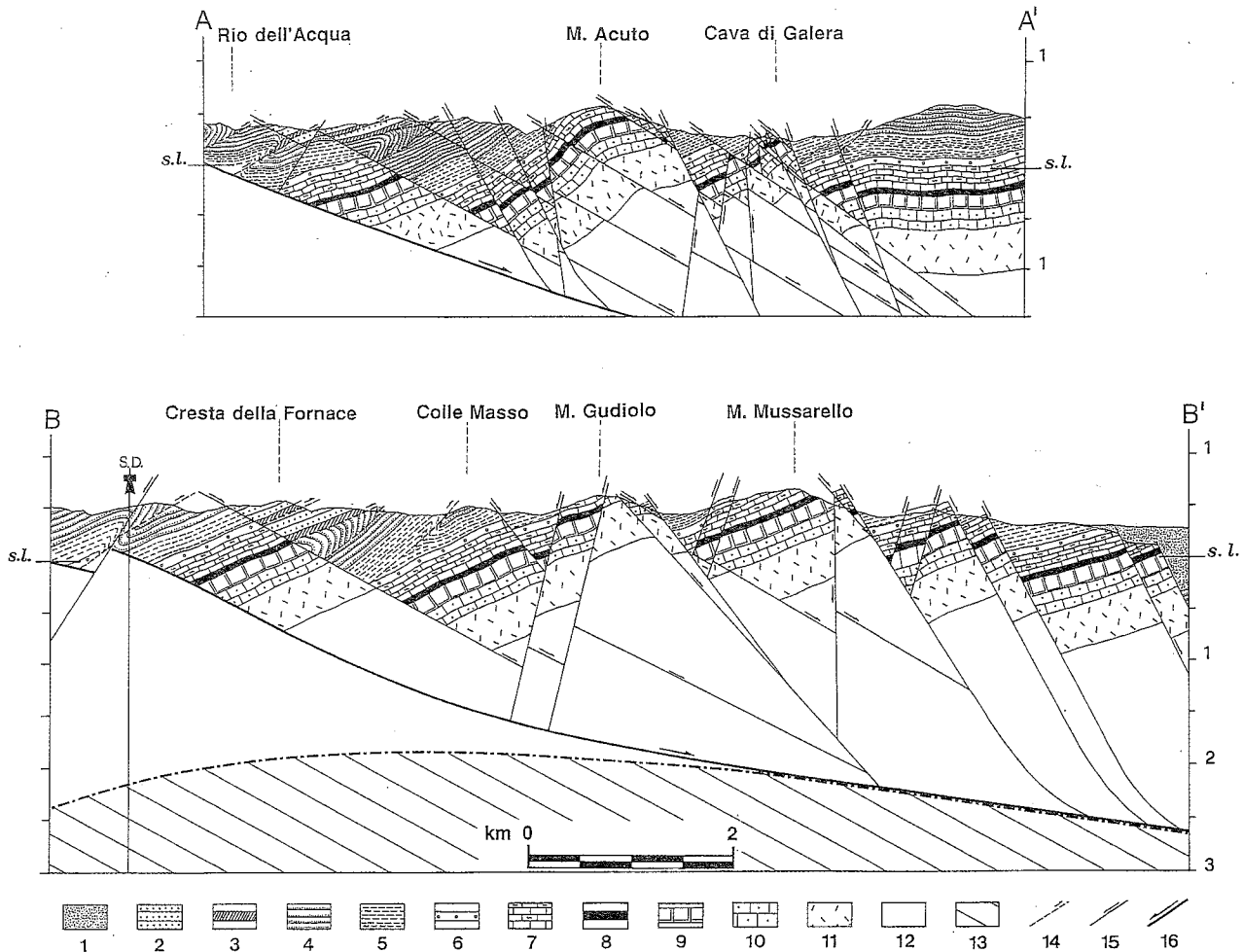


Fig. 7 - Sezioni geologiche attraverso l'area in studio (tracce in Tav. 1). 1: depositi continentali plio-quadernari della Valle del Tevere; 2: Arenarie del Falterona - Cervarola; 3: Argille Varicolori; 4: Marnoso-Arenacea; 5: Marnosa Umbra; 6: Scaglia cinerea e Bisciario; 7: Scaglia (bianca, rossa e variegata); 8: Marne a Fucoidi; 9: Maiolica; 10: successione giurassica dal tetto del Calcere Massiccio alla base della Maiolica; 11: Calcere Massiccio; 12: Anidriti di Burano; 13: Verrucano; 14: sovrascorrianti; 15: faglie dirette; 16: traccia dello scollamento basale delle faglie distensive.

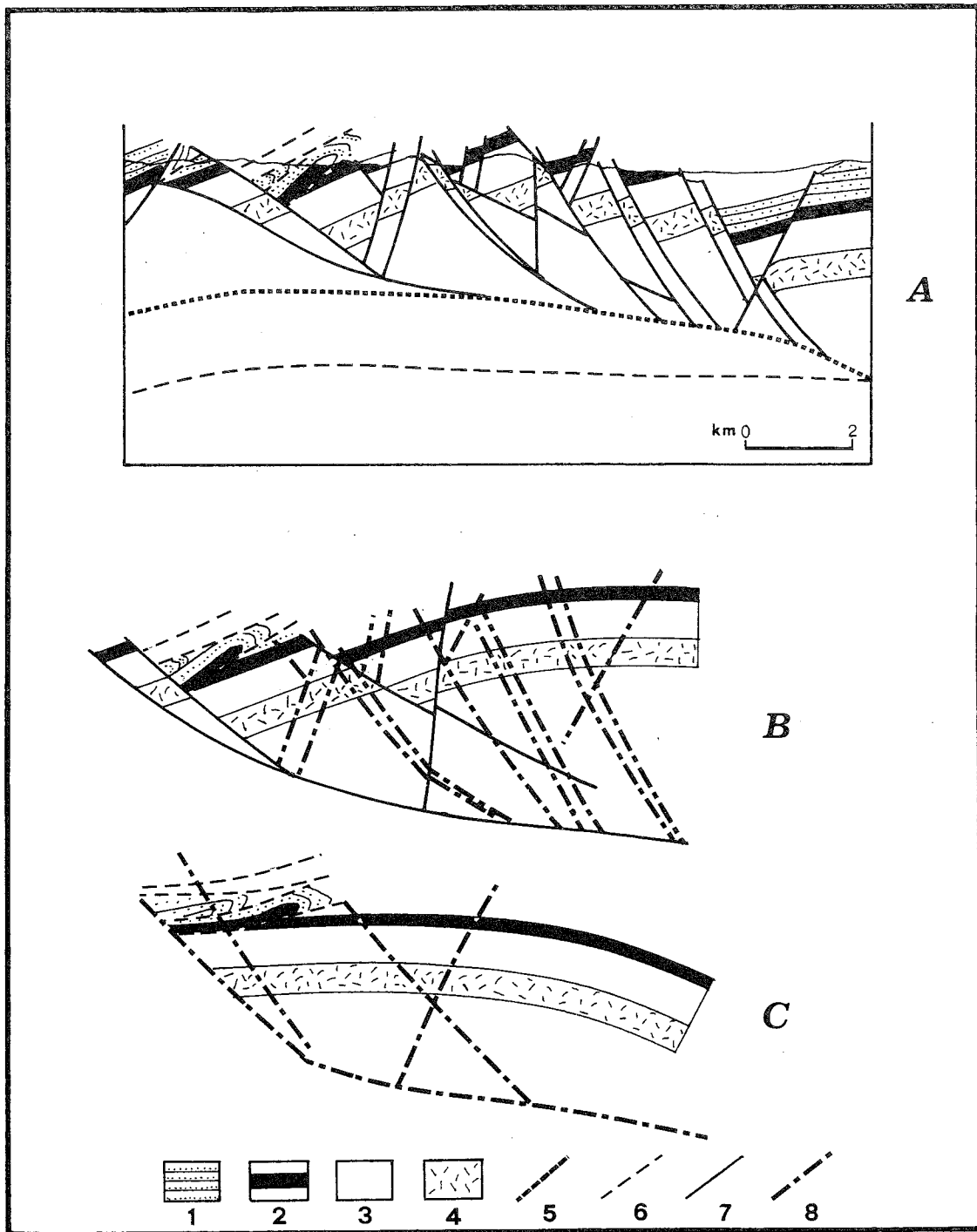
tetiche delle faglie a basso angolo e conseguentemente, nel sottosuolo possono localmente dislocarle o viceversa esserne dislocate; entrambi i sistemi debbono tuttavia essere tagliati dalle faglie ad alto angolo della generazione successiva.

Anche le faglie prossime alla verticale immergenti ad est sono state interpretate come antitetiche ruotate delle faglie a basso angolo; a questa interpretazione sono riferibili la faglia inversa retrovergente ("pseudo backthrust") occidentale del M. Acuto e quello della cava di Galera.

Per la sezione B-B' (Fig. 7b) che si sviluppa per circa 11.5 km nel settore più meridionale di M. Gudiolo e M. Mussarello valgono considerazioni analoghe anche se nel complesso le deformazioni distensive appaiono meno intense. Per questa sezione si è tentata una estrapolazione a maggiore profondità ed è stato ricostruito l'andamento dell'orizzonte di scollamento delle faglie dirette. La localizzazione di tale orizzonte è stata effettuata tenendo conto della stratigrafia del pozzo San Donato (S.D.) e dei dati di sismica a rifrazione mentre la sua geometria è stata definita sulla base dei criteri geometrici di cui al precedente capitolo. In particolare la progressiva diminuzione, da ovest verso est, dell'elevazione strutturale dei blocchi basculati sugge-

risce che lo scollamento abbia una traiettoria inclinata verso oriente con inclinazione più pronunciata in corrispondenza della fascia di raccordo fra i MMP s.s. ed il graben del Tevere.

Infine, per ottenere una stima il più possibile quantitativa delle deformazioni distensive, la sezione B-B' è stata restaurata allo stadio pre-estensionale (Fig. 8). La sezione è stata prolungata verso est per un breve tratto al di fuori dell'area rilevata, per dare una completa interpretazione della struttura sepolta nel graben del Tevere (Fig. 8a). La restaurazione delle deformazioni distensive è stata condotta con una tecnica grafica elementare, muovendo all'indietro i blocchi lungo le superfici di faglia normale, a partire dai settori più esterni. Nel caso in esame si è dovuto tener conto della successione degli eventi deformativi, eliminando dapprima gli effetti delle dislocazioni ad alto angolo (Fig. 8b) e successivamente di quelle a basso angolo (Fig. 8c). Il procedimento di retrodeformazione è reso inoltre più complesso dalla cinematica rotazionale delle faglie normali, ragione per cui al restauro puramente "traslativo" è stato necessario far seguire la rotazione dell'intera struttura. La restaurazione fornisce complessivamente un'estensione di 3.8 km pari al 41.2% della lunghezza pre-estensionale (9.18 km). Tale valore risulta sensibil-



$$L_i = 9.18 \text{ km} \quad L_f = 12.97 \text{ km}$$

$$\% \text{ Ext} = \frac{L_f - L_i}{L_i} \times 100$$

$$\% \text{ Ext} = \frac{12.97 - 9.18}{9.18} \times 100 = 41.2$$

Fig. 8 - Retrodeformazione della sezione Colle Masso - M. Mussarello (B-B') e calcoli di estensione; A: stadio attuale; B: stadio precedente all'enucleazione delle faglie bordiere ad alto angolo; C: stadio pre-estensionale. L_i : lunghezza allo stadio pre-tettonica distensiva; L_f : lunghezza attuale; %Ext: percentuale di estensione.

mente superiore a quelli ottenuti per l'area appenninica in precedenti lavori (18.8% in BARCHI, 1991; 10% in CALAMITA & PIZZI, 1992) ma è invece in buon accordo con le stime proposte per la Catena narnese-amerina (43%) da *Boncio et alii* (1995, presente volume).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

La definizione delle relazioni geometriche esistenti tra i vari elementi strutturali dell'area dei MMP ha evidenziato che l'attuale configurazione della regione è il risultato della sovrapposizione di due fasi tettoniche principali. La prima fase, di tipo compressivo, può essere riferita, in base all'età dei terreni coinvolti e a considerazioni di carattere regionale, all'intervallo Langhiano - Tortoniano. La seconda fase, di tipo distensivo ma pressochè coassiale alla precedente, è articolata in più momenti deformativi realizzatisi fra il Pliocene superiore ed il Pleistocene medio ed ha generato numerosi *set* di faglie dirette i cui rapporti reciproci appaiono talora complessi e contraddittori.

La più importante struttura distensiva presente nell'area dei MMP è una faglia normale immergente a NE che in corrispondenza dell'allineamento M. Malbe - Pozzo S. Donato ha prodotto la completa elisione della successione carbonatica meso-cenozoica ponendo a diretto contatto la *Marnoso-Arenacea* con le evaporiti triassiche. I dati di sottosuolo suggeriscono che tale faglia possa costituire il livello di scollamento dei sistemi di faglie distensive rilevati nell'area in esame e che la stessa si approfondisca progressivamente verso la Valle del Tevere. In particolare l'interpretazione dei profili sismici a rifrazione permette di ipotizzare che, al di sotto dei nuclei carbonatici di M. Tezio - M. Acuto, lo scollamento coincida con il tetto della successione fillitica del *Verrucano*, localizzato a profondità comprese fra i 2 ed i 3 km.

Al di sopra dell'orizzonte di *detachment* le deformazioni distensive sia a basso che ad alto angolo di inclinazione mostrano caratteri di asimmetria nel senso che i sistemi di faglie ad immersione orientale producono dislocazioni molto maggiori rispetto ai sistemi coniugati antitetici.

Fra le *master faults* ad immersione orientale è possibile distinguere un sistema a basso angolo di inclinazione (20-30°), presumibilmente sub-parallelo all'orizzonte di scollamento basale, ed un sistema coassiale ad alto angolo (45-60°). Le osservazioni di campagna mostrano, a varie scale, che le faglie dirette ad alto angolo dislocano ovunque i piani a basso angolo e sono quindi interpretabili come strutture di seconda generazione. Le faglie a basso angolo invece rappresenterebbero un sistema di origine precoce, enucleatosi con inclinazioni più elevate, successivamente ruotato, assieme all'intero corredo di strutture cogenetiche (faglie antitetiche e *joints* estensionali), ed infine disattivato.

Nel complesso la geometria dell'area può essere riferita ad un sistema a "domino" molto evoluto in cui la rotazione dei blocchi ha raggiunto valori (25-30°) che impediscono ulteriore estensione lungo le faglie "primarie", rendendo necessaria l'attivazione di una nuova generazione di faglie.

Un elemento a sostegno di tale interpretazione è rappresentato dall'elevato valore di estensione (> 40%) calcolato restaurando la sezione geologica B-B' allo stadio pre-estensionale.

Un tema di grande interesse che esula peraltro dalle finalità essenzialmente geometrico-analitiche del presente studio, riguarda l'inquadratura regionale delle strutture distensive dei MMP con particolare riferimento ai loro rapporti con le altre faglie regionali dell'area umbra (faglie dei *graben* plio-pleistocenici della Valle del Tevere, della Valle Umbra, di Gubbio etc.).

Nel caso dei MMP, come si è visto, il quadro tettonico è complessivamente dominato dalla presenza di faglie distensive, a basso ed alto angolo di inclinazione, con immersione orientale, tangenti ad un orizzonte di scollamento posto a debole profondità ed in progressivo approfondimento verso il *graben* del Tevere. Nel complesso l'area dei MMP, a cui probabilmente vanno assimilati anche altri settori dell'Umbria occidentale, meno studiati dal punto di vista geologico-strutturale, si caratterizza come un settore ad elevato grado di estensione.

L'area posta ad E del Tevere, sia a N che a S di Perugia, è al contrario caratterizzata dalla presenza di *master faults* distensive ad alto angolo di inclinazione ed immersione occidentale. Queste faglie delimitano ad E dei *semigraben* (bacino di Gubbio) o dei *graben* (Valle del Tevere, Valle Umbra, conche intermontane esterne di Norcia e di Castelluccio) asimmetrici, entro i quali si riscontrano deboli spessori di sedimenti sintettonici. Nei pochi casi in cui si ha disponibilità di dati geofisici, la geometria di tali faglie nel sottosuolo risulta planare fino alla profondità 7-8 km (BARCHI *et alii*, 1991; MENICETTI & MINELLI, 1991) e non si hanno evidenze di livelli di scollamento superficiali. I blocchi posti al tetto delle faglie maggiori mostrano in genere deformazioni di tipo "pseudo-roll over" con *graben* di compensazione a fondo piatto (BROZZETTI, 1992) che sono in buon accordo con la presunta geometria planare delle faglie stesse, suggerendone uno scollamento profondo e relativamente brusco. La geometria ad alto angolo e l'assenza di intense rotazioni associate presuppongono inoltre, per tali strutture, una scarsa "potenzialità" distensiva.

In definitiva il confronto fra le strutture estensionali presenti nell'area dei MMP e le strutture più esterne, mette in luce sensibili differenze: alle prime, che appaiono più superficiali ma molto evolute, corrispondono forti entità della deformazione; alle seconde, più continue in profondità, ma fortemente inclinate, si associano al contrario, limitati effetti distensivi.

Allo stato attuale non sono note le relazioni fra questi due domini estensionali così diversificati e ciò lascia ampia libertà di interpretazione.

Le strutture dell'Umbria occidentale potrebbero rappresentare infatti strutture epidermiche ed in tal caso la forte estensione osservata verrebbe ad essere localizzata solo ai livelli crostali più superficiali. In tale ottica esse possono essere ritenute un sistema antitetico delle faglie regionali ad immersione occidentale (faglia marginale orientale del *graben* del Tevere, faglia di Gubbio etc.), come proposto da numerosi autori (BALLY *et alii*, 1986; LAVECCHIA, 1988; MINELLI *et alii*, 1986; BIELLA *et alii*, 1993), ed in tale ottica venire comunque inserite in un modello di *rifting* asimmetrico con scollamenti a vergenza tirrenica.

Una simile interpretazione presenta tuttavia degli aspetti paradossali o quanto meno anomali in quanto le faglie bordiere dei Massicci perugini, che complessivamente producono un rigetto eccedente i 4 km, vengono ritenute antitetiche di faglie la cui dislocazione cumulativa non raggiunge i 2 km.

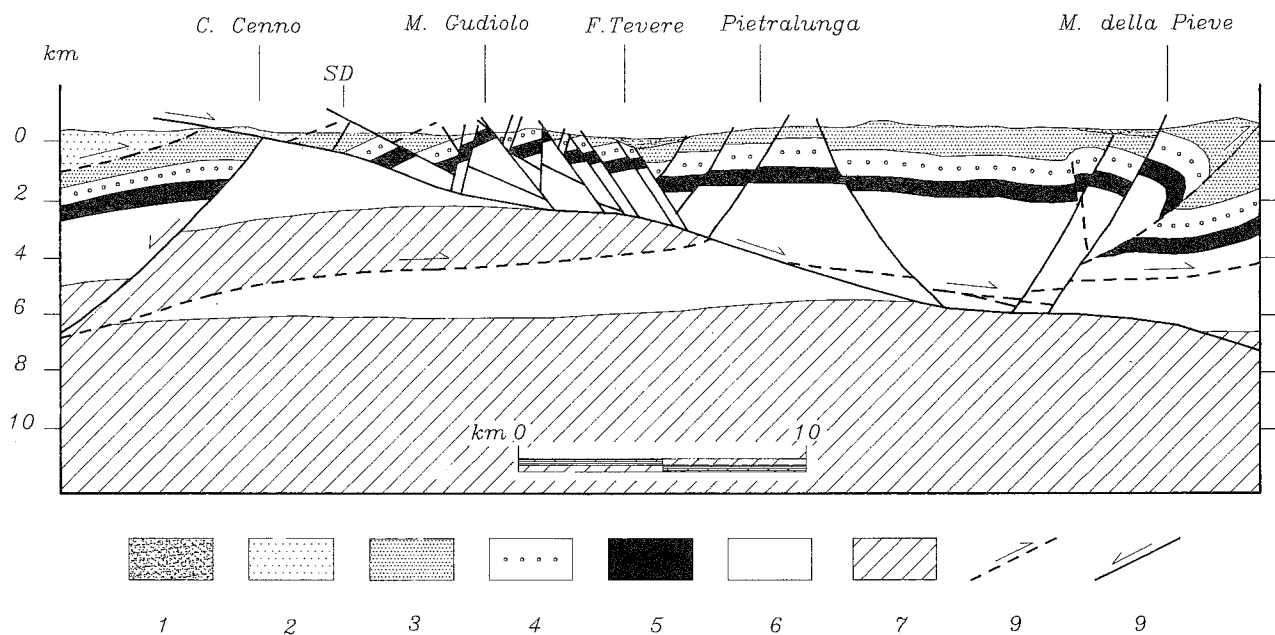


Fig. 9 - Sezione geologica schematica fra le aree dei Massicci Perugini e l'anticlinale di Gubbio. La geometria superficiale dei sistemi di faglie distensive ed i dati di sottosuolo suggeriscono l'esistenza di una *master fault* ad immersione orientale a basso angolo di inclinazione. Questa sarebbe responsabile del denudamento della dorsale evaporitica di M. Malbe - Pozzo S. Donato fungendo da livello di scollamento (*detachment fault*) per i sistemi di faglie dirette più superficiali. Nel settore più esterno, le faglie ad immersione occidentale che dissezionano l'anticlinale di Gubbio sono interpretabili come strutture antitetiche al suddetto *detachment*. 1: Depositi continentali della Valle del Tevere e del Bacino di Gubbio (Pliocene superiore - Pleistocene medio); 2: Arenarie del Falterona - Cervarola ed Argille Varicolori (Eocene medio - Oligocene superiore); 3: Marnoso Arenacea, Marnosa Umbra e Schlier (Burdigaliano - Serravalliano); 4: successione pelagica umbro-marchigiana dal tetto del Bisciario alla base della Corniola (Lias medio - Aquitaniano); 5: Calcare Massiccio; 6: Anidriti di Burano e Calcari a Raethavicula c. (Norico - Retico); 7: filladi e quarziti (Verrucano s.l.; Ladinico - Carnico); 8: sovrascorrimenti; 9: faglie dirette; SD: pozzo S. Donato.

Si propone quindi, come ipotesi di lavoro, un modello alternativo, anch'esso compatibile con l'insieme dei dati disponibili ma caratterizzato da una geometria opposta rispetto a quello descritto in precedenza.

Secondo tale modello, che concorda peraltro con lo schema proposto alla scala dell'intero sistema Tirreno-Appennino in WIGGER (1984), il sistema distensivo principale potrebbe essere costituito da *detachment faults* ad immersione orientale la più esterna delle quali costituirebbe il livello di scollamento del sistema di faglie dirette dei Massicci perugini.

Tale *detachment* immergerebbe verso nord-est, al di sotto dell'area pedeappenninica e le faglie ad alto angolo dell'Umbria orientale ne rappresenterebbero il sistema antitetico (Fig. 9).

Quale dei due modelli discussi sia quello esatto è un problema che non appare allo stato attuale, agevolmente risolvibile; non è da escludere tuttavia che una maggior disponibilità di dati di sottosuolo e soprattutto l'interpretazione delle linee sismiche a riflessione realizzate nell'ambito del progetto CROP, possano portare in tempi relativamente rapidi ad una risposta definitiva.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il Dott. M. BATTISTONI e la Dott.ssa A. MATTIOLI che hanno preso parte al rilevamento geologico dell'area esaminata (area di Monte Acuto).

Si ringraziano inoltre i Proff. G. LAVECCHIA e G. PIALLI per i suggerimenti in fase di elaborazione dei dati e di stesura del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1957) - *Rilievo gravimetrico dei permessi Gubbio, Perugia, Assisi*. Per gentile concessione dell'Agip Mineraria (non pubblicato).
- ALFANO L., DECANDIA F., LAVECCHIA G., PIALLI G., BIELLA G., LOZEJ A. & SCARASCIA S. (1982) - *Profilo Piombino - Ancona: dati geofisici ed interpretazione geologica*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 247-258.
- ANGELIER J. & COLLETTA B. (1983) - *Tension fractures and extensional tectonics*. Nature, Lond. **301**, 49-51.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C., & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.
- BARCHI M. (1991) - *Una sezione geologica bilanciata attraverso il settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano: l'Acquasparta - Spoleto - Accumoli*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1991/1, 347-362.
- BEACH A. (1986) - *A deep seismic reflection profile across the North Sea*. Nature, **323**, 53-55.
- BIELLA G., DE FRANCO R., DE MARTIN M., MINELLI G., PIALLI G. & BARCHI M. (1993) - *Profilo Perugia - Frontone: analisi integrata di dati geologici e geofisici*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 31-42.
- BONCIO P., BACHECA A., BROZZETTI F., & LAVECCHIA G. (1995) - *Analisi geometrica e cinematica del settore centrale della Catena Narnese-Amerina (Umbria sud-occidentale)*. Studi Geol. Camerti, (presente volume).
- BOSCHERINI A., NOCCHI LUCARELLI M. & PIALLI G. (1981) - *Geologia della riva etrusca del Tevere tra le confluenze del T. Niccone e del T. Nese*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat., Soc. Naz. di Scienze e Lettere in Napoli, **48**, 409-438.
- BROZZETTI F. (1992) - *Geometria e cinematica delle deformazioni distensive dell'area umbra: implicazioni sismotettoniche ed ipotesi per un inquadramento regionale*. Tesi di dottorato Università di Perugia.

- BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1995) - *Evoluzione del campo di sforzi e storia deformativa nell'area dei Monti Martani (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 155-176.
- BROZZETTI F. & MINELLI G. (1995, in preparazione) - *Analisi cinematica e tensoriale dei sistemi di faglie distensive dei Massicci Perugini (Umbria occidentale)*.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1992) - *Tettonica quaternaria nella dorsale Appenninica umbro-marchigiana e bacini intra-appenninici associati*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992/1, 17-25.
- CAREY E. (1976) - *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un Tenseur moyen de contraintes à partir des stries de glissement*. Thesis, Université de Paris Sud, 138 pp.
- COLLETTA B., LE QUELLEC P., LETOUZEY J. & MORETTI I. (1988) - *Longitudinal evolution of the Suez Rift structure (Egypt)*. Tectonophysics, **153**, 221-233.
- CONTI M.A. & GIROTTI O. (1977) - *Il Villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico*. Geol. Romana, **16**, 67-80.
- CRUTCHER T.D. (1983) - *Southeast Georgia embayment*. In: "Seismic expression of structural styles" AAPG studies, BALLY Ed.
- DAMIANI A.V., MICARELLI I. & PIAZZOLI S. (1990) - *Studi sulla catena "preappenninica" umbra. La dorsale del M. Peglia - Nota I. Considerazioni e problematiche relative alla successione etrusca*. Boll. Serv. Geol. It., **109**, 105-135.
- DAMIANI A.V., MINELLI G. & PIALLI G. (1991) - *L'Unità Falterona - Trasimeno nell'area compresa fra la Val di Chiana e la Valle Tiberina: Sezione Terontola - Abbazia di Cassiano*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1991/1, 235-242.
- DAVISON I. (1989) - *Extensional domino fault tectonics: kinematics and geometrical constraints*. Annales Tectonicae, **3**, 12-24.
- DE FRANCO R., BIELLA G., CORSI A. & PONZIANI F. (1991) - *Digitalizzazione del profilo Corsica - Ancona e profili adiacenti: primi risultati*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1991/1, 65-70.
- DESSAU G. (1956) - *Contributo alla geologia del gruppo di Monte Tezio (Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **75**(2), 20-54.
- FAZZINI P. (1959) - *Brevi cenni sui terreni sovrascorsi sulla serie umbra nell'Umbria nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **78**, 232-242.
- ENFIELD M.A. & COWARD M.P. (1987) - *The structure of the west Orkney basin, northern Scotland*. J. Geol. Soc. Lond. **144**, 871-884.
- GHELARDONI R. (1962) - *Stratigrafia e tettonica del Trias di Monte Malbe presso Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 66-75.
- GHELARDONI R. & MAIOLI P. (1958) - *Stratigrafia e tettonica del M. Acuto-M. Filoncio (Umbria)*. Boll. Serv. Geol. It., **80**, 215-222.
- GIBBS A. (1987) - *Development of extension and mixed mode sedimentary basins*. In: *Continental extension tectonics*. Special Publ. N° 28 Geological Society, 19-33.
- JACKSON J.A. (1987) - *Active normal faulting and crustal extension*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. n. 28, 3-18.
- JACKSON J.A. & MCKENZIE D. (1983) - *The geometrical evolution of normal fault systems*. J. Struct. Geol., **5**(5), 471-482.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LAVECCHIA G., MINELLI G., PIALLI G., BIELLA G., CONVERSINI P., DEMARTIN M., LOZEJ A., MAISTRELLO M., SCARASCIA S., TABACCO I. (1984) - *Primi risultati del profilo sismico a rifrazione Perugia - Frontone*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 447-466.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1987) - *Contractional and extensional tectonics along the cross-section Lake Trasimeno - Pesaro (Central Italy)*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.) - *The lithosphere in Italy: Advances in Earth Sciences Research*. Accad. Naz. Lincei, Roma., 177-194.
- LE PICHON X. & SIBUET J.C. (1981) - *Passive margins: a model of formation*. J. Geophys. Res., **86**, 3708-3720.
- LE PICHON X., ANGELIER J. & SIBUET J.C. (1982) - *Subsidence and stretching*. AAPG Bull., **2**, 731-741.
- MENICHETTI M. & MINELLI G. (1991) - *Extensional tectonics and seismogenesis in Umbria (Central Italy); The Gubbio area*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 857-880.
- MINELLI G., MOTTI A. & PIALLI G. (1986) - *Evoluzione tettonica dei Massicci Perugini; area di Monte Torrazzo*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 389-398.
- MINELLI G., PIALLI G. & SCARASCIA S. (1991) - *Revisione dei profili crostali nell'area dell'Appennino settentrionale interessata dal profilo Crop 03*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1991/1, 55-64.
- NOCCHI M. (1961) - *Sui rapporti fra la serie toscana e la serie umbra a sud di M. Acuto e di M. Filoncio (Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 181-229.
- POTTER C.J., LIU C.S., HUANG J., ZHENG L., HAUGE T.A., HAUSER E.C., ALLMENDINGER R.W., OLIVER J.E., KAUFMAN S. & BROWN L. (1986) - *Crustal structure of north-central Nevada: result from COCORP deep seismic profiling*. Tectonics, **5**, 1007-1025.
- PROFFETT J. (1984) - *Late cenozoic normal faulting, tilting and extension in the Yerington District, Nevada*. Geol. Soc. of America "Western Geol. Excursion guidebook" Vol. 4.
- RENZ O. (1933) - *Il terziario umbro-marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale*. Giornale di Geologia, **8**.
- RIDOLFI A., LUCHETTI L., MENICHETTI M., NEGRI A. & PIALLI G. (1994) - *Geologia e biostratigrafia dei terreni marnoso-arenacei della bassa valle dell'Assino (preappennino Umbro)*. In stampa su Giornale di Geologia.
- SIBSON R.H. (1985) - *A note on fault reactivation*. J. Struct. Geol., **7**, 751-754.
- SIGNORINI R. (1946) - *Un carattere strutturale frequente nell'Italia centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **65**, 17-21.
- STEIN R.S. & BARRIENTOS S.E. (1985) - *The 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake; geodetic evidence for deep rupture on a planar fault*. USGS Open file Report, 459-484.
- WERNICKE B. (1981) - *Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extensional orogen*. Nature, **291**, 645-648.
- WERNICKE B. & BURCHFIEL B.C. (1982) - *Modes of extensional Tectonics*. J. Struct. Geol., **4**(2), 105-115.
- WIGGER P.J. (1984) - *Die Krustenstruktur des Nordapennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana*. Berliner Geowiss., **9**, 1-87.

