

**ANALISI GEOMETRICA E CINEMATICA DEL SOVRASCORRIMENTO DI TERAMO
NELL'AREA COMPRESA TRA IL T. BARICELLO E IL F. PESCARA (ABRUZZO ORIENTALE)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 75
ABSTRACT	" 75
INTRODUZIONE	" 75
ASPETTI STRATIGRAFICI E CARATTERI MACRO-STRUTTURALI	" 76
CARATTERI MESOSTRUTTURALI DI M. LA QUEGLIA E ANALISI CINEMATICA	" 79
CARATTERI MESOSTRUTTURALI DEL SOVRASCORRIMENTO DI TERAMO E ANALISI CINEMATICA	" 80
DISCUSSIONE DEI DATI E CONCLUSIONI	" 86
BIBLIOGRAFIA	" 86

RIASSUNTO

Il sovrascorrimento di Teramo (Bigi *et alii*, 1994) affiora ad est della catena del Gran Sasso, nel dominio delle avansosse messiniana e pliocenica; esso costituisce un importante elemento strutturale che sovrappone i depositi torbiditici dell'avansossa messiniana su quelli dell'avansossa pliocenica.

Questo piano di *thrust* ha direzione N160°-170°, grossomodo costante, dal F. Vomano, a nord, fino al F. Pescara, a sud, ed assume un andamento più marcatamente appenninico (NW-SE) ancora più a sud, tra le Montagne del Morrone e la Maiella. Sul fronte della struttura sono presenti ampie anticlinali con il fianco orientale da verticale e rovesciato e con andamento assiale parallelo alla direzione del piano di *thrust*; nel tratto settentrionale, tra il F. Vomano e Farindola, sono presenti motivi di retroscorrimento. Nell'unità di tetto, tra Farindola e il F. Pescara, si osserva una culminazione di una minore scaglia tettonica che porta in affioramento il substrato carbonatico cretaceo-terziario (M. La Queglia).

In questo lavoro sono resi noti i risultati dell'analisi geologico-strutturale condotta lungo due sezioni naturali fornite dalle incisioni dei torrenti: il Baricello ed il Cigno. L'analisi geometrica e cinematica delle mesostrutture ha evidenziato due principali direzioni di trasporto tettonico: N60°-70°E e N90°E che risultano essere le più antiche; sono inoltre presenti altre direzioni di trasporto tettonico, meno rappresentate e con rapporti cronologici reciproci non chiari: N20°E, N120°. Infine sono documentabili riattivazioni della direzione di trasporto tettonico verso ENE.

ABSTRACT

The Teramo thrust outcrops to the East of the Gran Sasso Mountains, in the eastern sector of Marche-Abruzzi region; it shows Messinian foredeep deposits overriding those of Pliocene foredeep.

The thrust has a roughly uniform direction of N160°-170° from the Vomano river in the North, to the Pescara river in the South. Also southward, it has an appenninic trend, between Mt. Morrone and Mt. Maiella.

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

Large anticlines with vertical or overturned limbs to the East are associated with this thrust; the axial trend of the folds is parallel with the thrust direction.

Along the Teramo thrust fault, from Vomano river to Farindola, minor associated back thrusts are also present. From Farindola to Pescara river, an axial culmination in the hanging wall of Teramo thrust, made of the carbonate part of the sedimentary sequence, can be observed at Mt. La Queglia.

The present work deals with results of a structural analysis carried out the mesostructures associated with the main thrust plane, mainly exposed along two natural sections: the Baricello and the Cigno rivers.

The geometric and kinematic analysis highlighted two main tectonic transport directions: N60°-70°E and N90°E, which are the oldest ones. Besides, other two directions are present: N20°E and N120° which are less represented and have no clear age relationship. Finally, reactivations of thrusting toward E-NE are documented.

PAROLE CHIAVE: Sovrascorrimento, Appennino centrale, Analisi strutturale.

KEY WORDS: Thrust plane, Central Apennines, Structural analysis.

INTRODUZIONE

L'assetto geologico-strutturale del settore dell'Appennino abruzzese in esame (Fig. 1) è caratterizzato da quattro principali Unità tettonostratigrafiche. Dall'interno verso l'esterno, la più alta è rappresentata dall'Unità Gran Sasso, che costituisce il tetto del sovrascorrimento omonimo con tipico *trend* arcuato, composto da un segmento settentrionale ad andamento E-W ed uno orientale ad andamento N-S. Il letto di tale sovrascorrimento è costituito dall'Unità Laga-M. La Queglia, a nord, e da quella del Morrone, a sud, anch'essa sovrapposta, a sua volta, sull'Unità della Laga-M. la Queglia. Verso est quest'ultima si accavalla sull'Unità Cellino tramite un sovrascorrimento che realizza, pertanto, la sovrapposizione tettonica di due bacini torbiditici caratterizzati da un diverso sviluppo temporale e spaziale: il bacino della Laga e quello del Cellino (ARTONI *et alii*, 1994; CENTAMORE *et alii*, 1992a; CENTAMORE *et alii*, 1992b; CASNEDI, 1991, BIGI, 1993; BIGI *et alii*, 1992, CALAMITA *et alii*, 1991; RIDOLFI, 1993). Tale elemento, che prende il nome di sovrascorrimento di Teramo (Bigi *et alii*, 1994), assume in quest'ottica una importanza regionale, sia nelle aree a sud del F. Vomano dove è in affioramento, che a nord, dove scompare di sotto dei depositi della trasgressione del Pliocene medio. Sulla base di dati di superficie e di profili sismici, inoltre, Bigi *et alii* (1994) riconoscono nella zona antistante la Montagna dei Fiori una complessa struttura triangolare, caratterizzata in affioramento dalla presenza del sovrascorrimento a vergenza orientale sopradescritto.

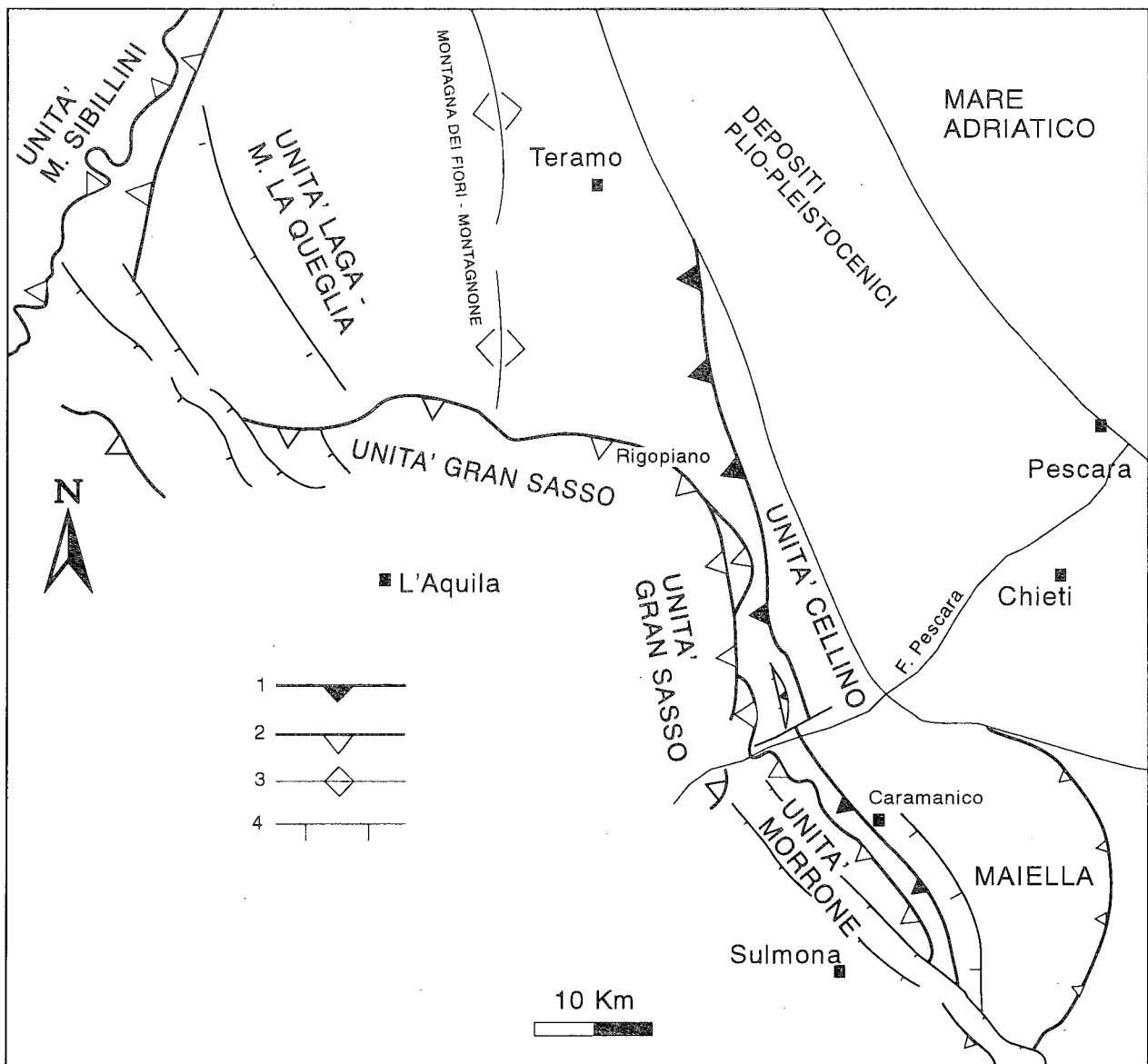


Fig. 1 - Schema strutturale generale del settore orientale dell'Appennino abruzzese. 1) Sovrascorrimento di Teramo; 2) Sovrascorrimento principale; 3) Anticlinale; 4) Faglia normale.

BALLY *et alii* (1986) sulla base di riflettori sismici immergenti ad est, ipotizzano, per l'area in esame, la presenza di una struttura retrovergente che prolungano fino alla superficie.

Per altri autori (PATACCA *et alii*, 1992), invece, in corrispondenza di tale struttura si assiste alla sovrapposizione di due porzioni, quella messiniana e quella pliocenica, appartenenti allo stesso ciclo deposizionale di avanfossa (Unità La Queglia), sovrapposto a sua volta, più ad est, ad una unità ancora più orientale (Unità Maiella), mediante un piano di sovrascorrimento non affiorante.

La suddetta struttura è stata inoltre interpretata (Fig. 1 in GHISETTI *et alii*, 1991) come un elemento appartenente ad un megazona di taglio destra, a direzione meridiana, che si svilupperebbe da Rigopiano, a nord, fino a Rivisondoli, a sud, e che avrebbe agito da svincolo meccanico per la rotazione antioraria della piattaforma laziale-abruzzese e, con questa, delle unità del Gran Sasso, poste entrambe immediatamente ad W.

Questo lavoro si propone di definire i caratteri geometrici e cinematici di questo sovrascorrimento nel tratto compreso tra i fiumi Baricello e Pescara, attraverso lo studio delle macrostrutture delle unità di letto e di tetto e degli elementi mesostrutturali ad esso associati.

ASPETTI STRATIGRAFICI E CARATTERI MACRO-STRUTTURALI

Il sovrascorrimento di Teramo determina la sovrapposizione dell'Unità della Laga-M. La Queglia (con il passaggio a bacino di avanfossa nel Messiniano superiore) a quella del Cellino (con il passaggio a bacino di avanfossa nel Pliocene inferiore).

L'Unità Laga-M. La Queglia costituita da una successione carbonatica, affiorante in parte nella scaglia tettonica di M. La Queglia, composta da termini in *facies* pelagica e di rampa carbonatica di età compresa tra il Cretaceo e il Miocene superiore e da una succes-

sione torbiditica di avanfossa del Messiniano superiore, che si sviluppò nell'area in esame dopo la deposizione della *Formazione Gessoso Solfifera* (CENTAMORE *et alii*, 1992b; BIGI *et alii*, 1992).

L'unità Cellino è costituita da una successione di piattaforma carbonatica e da una di transizione, depositatesi tra il Giurassico superiore e il Miocene superiore, esposte in affioramento sulla Maiella (CRESCENTI, 1969; BERNOULLI *et alii*, 1992), e dai termini ad esse eteropici, rintracciabili nei pozzi per la ricerca di idrocarburi effettuati nell'area, in *facies pelagica* e di rampa carbonatica, seguita da una successione torbiditica di avanfossa del Pliocene inferiore, che si sviluppò dopo la deposizione di un orizzonte conglomeratico poligenico del Pliocene basale (Zona a *Sphaeroidinellopsis*), fino alla fine del Pliocene inferiore (BIGI *et alii*, 1992; CENTAMORE *et alii*, 1992b; CASNEDI, 1992).

Nel tratto compreso tra Civitella Casanova e il F. Pescara, il piano di sovrascorrimento di Teramo presenta una direzione N-S, parallela alle principali strutture compressive affioranti a ovest (*thrust* del Gran Sasso e *thrust* di M. Picca); più a nord, da Civitella Casanova fino all'altezza di Farindola, assume direzione N10°-20°W, mantenendosi, anche in questo caso, parallelo alle altre principali direttrici tettoniche (Fig. 2).

Nella parte frontale dell'unità di tetto (Unità Laga-M. La Queglia), le macrostrutture associate al piano di sovrascorrimento, dal F. Vomano fino al F. Pescara, sono complesse e conservano caratteri analoghi lungo tutto il tratto, che comprende anche quello posto a nord di quello analizzato. Esse consistono, in generale, in una serie di anticlinali ad andamento assiale essenzialmente parallelo alla direzione del piano di *thrust* principale, progressivamente più strette e numerose da nord verso sud, con il fianco orientale da verticale a rovesciato, sovrapposte mediante piani di sovrascorrimento che individuano *thrust-sheets* minori; in alcuni casi, anche il fianco occidentale delle anticlinali è rovesciato verso ovest, in associazione ad un motivo di retroscorrimento (RIDOLFI, 1993). Queste strutture sono sviluppate nei termini torbiditici del membro postevaporitico della Formazione della Laga.

Più ad ovest (Unità Laga-M. La Queglia), si riconoscono alla diversa scala (metrica e decametrica) anticlinali con marcata vergenza orientale e il fianco orientale a luoghi rovesciato. I piani di sovrascorrimento minori tagliano le pieghe in zone diverse (fianco occidentale o fianco orientale). Essi individuano diversi *thrust-sheets* minori e presentano una direzione N-S, parallela a quella del *thrust* principale. Tra questi il più evidente è quello di M. La Queglia, dove affiorano, nella culminazione assiale della struttura, i termini carbonatici mesocenoziocici appartenenti all'Unità stessa.

Tali minori *thrust-sheets* sono dislocati da faglie a direzione N70°-100°E, limitate nell'ambito dei singoli *thrust-sheets*, e pertanto interpretabili come *tear faults*.

In corrispondenza del cambiamento di direzione delle strutture frontali dell'Unità del Gran Sasso, all'altezza dell'abitato di Farindola, come già detto il piano di sovrascorrimento di Teramo assume direzione N10°-20°W; analogo andamento mostrano i minori piani di sovrascorrimento e le pieghe associate. Tali strutture sono qui estremamente ravvicinate e realizzano una maggiore deformazione. I suddetti elementi caratterizzano l'unità di tetto del sovrascorrimento di Teramo che affiora in una stretta fascia di circa 2-3 Km

(immediatamente ad est di Colle Madonna) e conserva tale assetto strutturale verso sud fino all'altezza di Civitaquana. Pertanto in questo tratto dell'Unità Laga-M. La Queglia si realizza una maggiore deformazione interna che può essere connessa con una riattivazione del sovrascorrimento del Gran Sasso. A tale riattivazione sono riconducibili i rapporti tra *hangingwall* e *footwall* nel tratto E-W del sovrascorrimento del Gran Sasso dove l'anticlinale a direzione N-S della Montagna dei Fiori-Montagnone scompare al di sotto dell'Unità Gran Sasso stessa (BIGI *et alii*, 1991; GHISSETTI *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1991).

Ancora a sud del T. Cigno, fino al F. Pescara, i fronti di accavallamento sono più distanziati e l'estensione laterale dell'unità, in affioramento, raggiunge i 10 Km in corrispondenza di M. La Queglia.

Nell'ambito del *thrust-sheet* di M. La Queglia la successione carbonatica affiorante è coinvolta in una anticlinale asimmetrica con andamento circa N-S (Fig. 3). Il fianco orientale tende a rovesciarsi in profondità ed è raccordato da una brusca cerniera al fianco occidentale con pendenze intorno ai 40°. Minori piani di accavallamento sovrappongono i termini cretaceo-eocenici alla stessa successione calcarea già piegata; il più evidente è quello che affiora all'interno del paese di Pescosansonesco seguibile, verso nord, lungo tutta la cresta di Pizzo della Croce.

Sul fianco orientale dell'anticlinale suddetta affiora un piano di sovrascorrimento che la sovrappone, con vergenza orientale, sulle torbiditi della Formazione della Laga. Ad esso possono esser associati i minori *back-thrusts* osservabili sul fianco orientale stesso dell'anticlinale.

Lungo il fianco occidentale dell'anticlinale, la successione carbonatica cretaceo-miocenica è a contatto tettonico con le torbiditi messiniane mediante un piano di faglia a direzione N-S che affiora in modo discontinuo e che presenta un alto angolo di inclinazione e una immersione ad ovest; esso ha in affioramento un carattere principalmente di faglia diretta, avendo nell'unità di tetto i depositi più recenti (*Formazione Gessoso Solfifera*; *Formazione della Laga*). GHISSETTI *et alii* (1992) interpretano tale struttura come un *back-thrust* che limita, ad ovest, il motivo a fiore di M. La Queglia. In tale ipotesi bisogna considerare per la faglia in questione un'inversione dell'immersione in profondità. Faglie con simile geometria del piano hanno generalmente carattere transpressivo e sono state osservate lungo il fronte dell'Unità Gran Sasso, immediatamente ad nord di M. La Queglia (BIGI, 1993) e nell'area umbro-marchigiana (CALAMITA *et alii*, 1987; CALAMITA & PIERANTONI, in stampa).

La brusca scomparsa in affioramento della successione mesocenoziocica a nord e a sud della culminazione assiale della struttura di M. La Queglia, viene messa anche in relazione all'azione delle faglie trasversali sopra descritte.

Il *footwall* del sovrascorrimento di Teramo è costituito dalla successione torbiditica del Pliocene inferiore dell'Unità Cellino, in particolare dalle peliti basali e da un livello di conglomerato poligenico (Zona a *Sphaeroidinellopsis*) ad esse intercalato, che rappresentano la base della sequenza torbiditica; solo nel tratto compreso tra Farindola e Villa Celiera, invece, il *footwall* è costituito dalla sequenza arenacea basale della *Formazione Cellino* (CASNEDI, 1991; CENTAMORE *et alii*, 1992a).

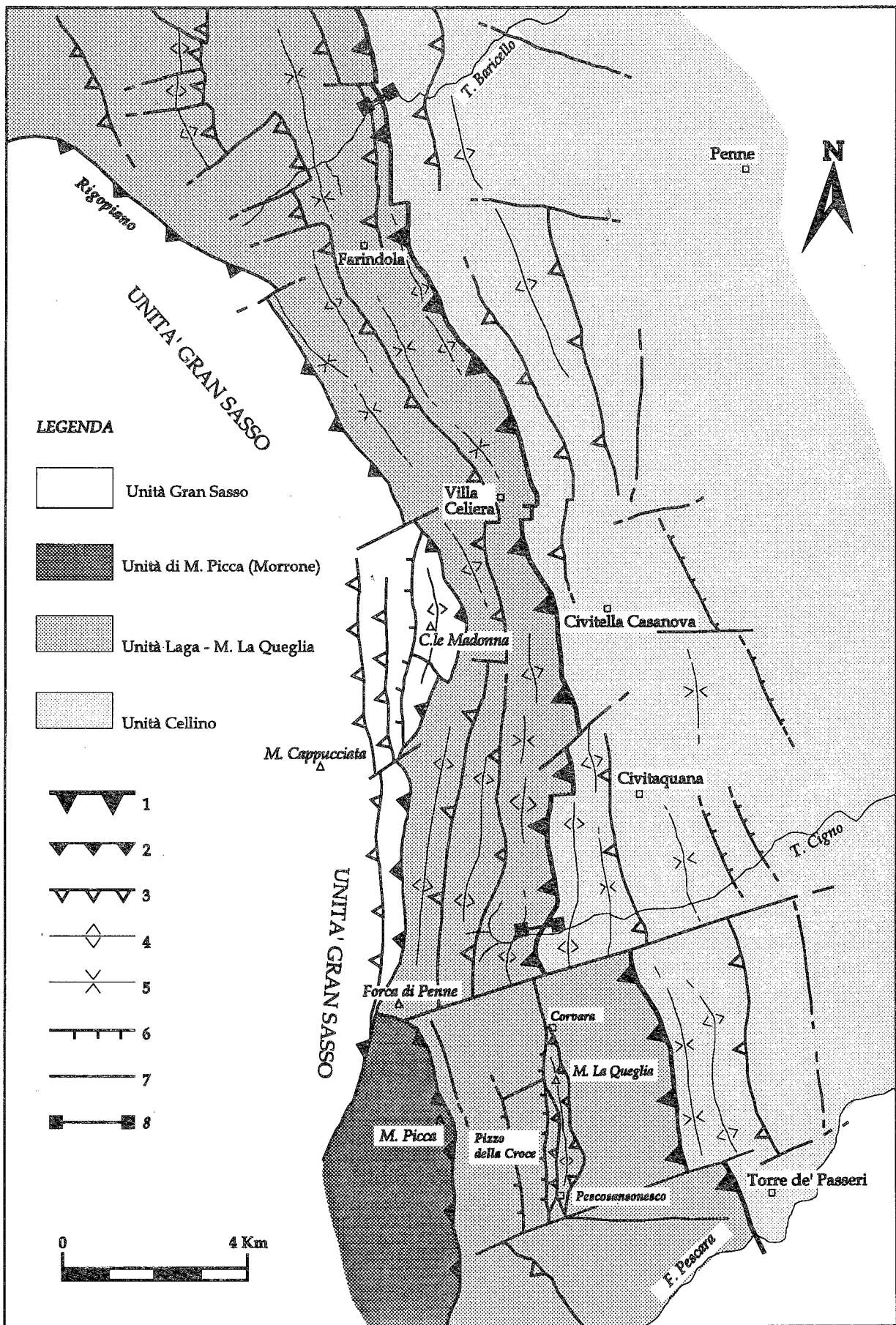


Fig. 2 - Schema strutturale dell'area. 1) Sovrascorrimento di Teramo; 2) Sovrascorrimento principale; 3) Sovrascorrimento minore; 4) Anticlinale; 5) Sinclinale; 6) Faglia normale; 7) Faglia non determinata; 8) Traccia delle sezioni di Fig. 6 e 8.

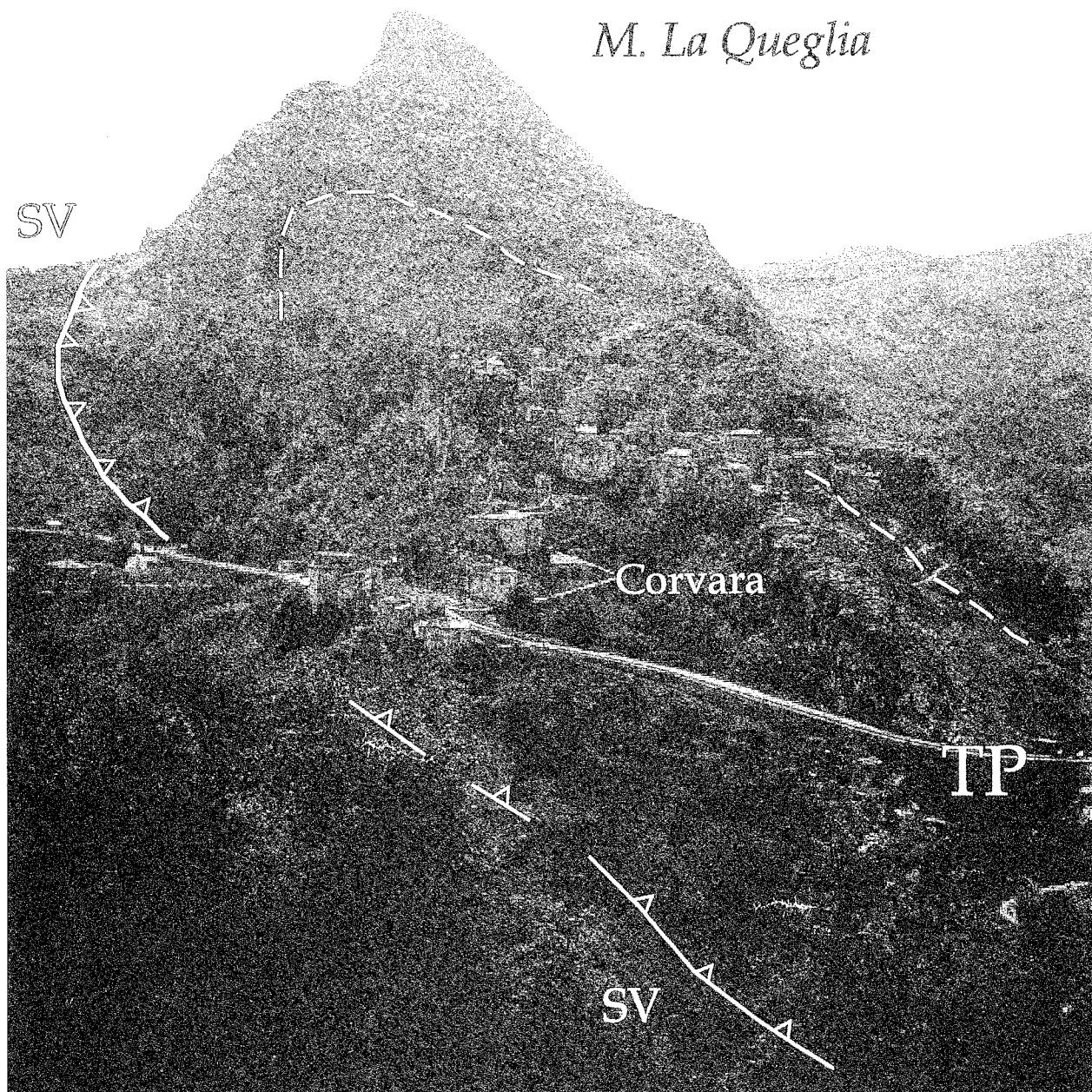


Fig. 3 - M. La Queglia, vista da Nord. Alla base del versante orientale affiora il piano di sovrascorrimento (Sv) che sovrappone la anticlinale di M. La Queglia sulle torbiditi del Messiniano superiore.

L'assetto strutturale in superficie dell'unità Cellino è caratterizzato da ampie sinclinali ed anticlinali, con pendenze degli strati variabili da pochi gradi a circa 50° in corrispondenza dei fianchi delle pieghe. Esse rappresentano, probabilmente, pieghe di scollamento successivamente tagliate da piani di sovrascorrimento minori. Questi ultimi determinano relative sovrapposizioni nell'ambito della stessa successione torbiditica, hanno una direzione parallela a quella del piano di sovrascorrimento di Teramo, e sono dislocati da faglie a direzione E-W, di significato analogo a quelle rilevate nell'Unità Laga-M. La Queglia.

CARATTERI MESOSTRUTTURALI DI M. LA QUEGLIA E ANALISI CINEMATICA

Limitatamente alla successione carbonatica del *thrust-sheet* di M. La Queglia, l'analisi cinematica stata eseguita in prossimità del *thrust* basale dove la deformazione, quando osservabile, è essenzialmente di tipo fragile e costituita da sistemi coniugati di piani inversi a direzione $N120^\circ-140^\circ$, con strie che indicano direzioni di trasporto tettonico $N50^\circ-60^\circ E$.

Sono state inoltre analizzate le zone di taglio associate ai sovrascorrimenti minori che coinvolgono la successione nell'ambito della struttura stessa e, in particolare quelle associate al piano minore affiorante nel paese di Pescosansonesco (Fig. 5A), dove il contatto si realizza tra i calcari cretaceo-eocenici e le marne tor-

toniane, e lungo la cresta di Pizzo della Croce, dove la sovrapposizione si realizza tra gli stessi calcari cretaci e le calcareniti mioceniche (Fig. 4). La deformazione sviluppata nelle marne tortoniane (Fig. 5B) è da ricondurre a meccanismi di taglio semplice con sviluppo di strutture pervasive composte da elementi planari, paralleli alla zona di taglio (piani C) e da piani ad alto angolo (piani S), che individuano porzioni di roccia a forma di sigmoidi, all'interno dei quali la deformazione appare meno sviluppata. Le strie misurate sul piano di sovrascorrimento indicano una direzione di trasporto tettonico N100°, compatibili con le direzioni dei piani S-C della zona di taglio descritta. Nei calcari cretaceo-eocenici dell'*hangingwall* dello stesso contatto, visibili sul versante occidentale del rilievo, la deformazione è caratterizzata dallo sviluppo di piani di taglio subparalleli al piano principale ondulati ed anastomizzati con vene di taglio calcitiche che si concentrano nei livelli marnosi della formazione; esse sono indicative di un taglio semplice progressivo dove la superficie S della tettonite si è parallelizzata alla superficie C (tettonite "S", in CALAMITA, 1991). A questi si associa un sistema coniugato estensivo con piani ad alto angolo a direzione parallela a quella dei precedenti. I piani inversi a basso angolo (C) mostrano una direzione di trasporto tettonico N80°-90°E, normale alla direzione dei piani del sistema di estensione.

La direzione di trasporto tettonico legata ai sovrascorrimenti interni di M. La Queglia N80°-90°E, ben rappresentata nelle zone di taglio analizzate, mentre i

sistemi coniugati inversi sono compatibili con spinte a direzione N50°-60°E.

La direzione di trasporto tettonico N20°E poco rappresentata nei piani di sovrascorrimento, caratterizza gli scollamenti prepiegamento ubicati nei calcari marnosi miocenici visibili presso il paese di Corvara, come evidenziato dalle zone deformate che seguono la stratificazione, e, con essa, ruotano sui fianchi della piega fino a verticalizzarsi.

CARATTERI MESOSTRUTTURALI DEL SOVRASCORRIMENTO DI TERAMO E ANALISI CINEMATICA

L'analisi degli elementi mesostrutturali associati al sovrascorrimento in esame è stata eseguita in diversi punti lungo la struttura e, in particolare, lungo due sezioni naturali, offerte dalle incisioni dei torrenti: il T. Baricello, nel settore settentrionale, e il T. Cigno in quello meridionale. Le deformazioni osservate sono essenzialmente di tipo fragile, con aspetti di duttilità favoriti dalla bassa competenza dei litotipi interessati (essenzialmente argille, marne e arenarie in strati medi e sottili), con lo sviluppo di mesopieghie e zone di taglio; queste ultime risultano spesso sovrapposte alle pieghie stesse.

Nel torrente Baricello (Fig. 6), nel settore settentrionale, il contatto avviene tra l'associazione peliticoarenacea del membro postevaporitico della Formazio-

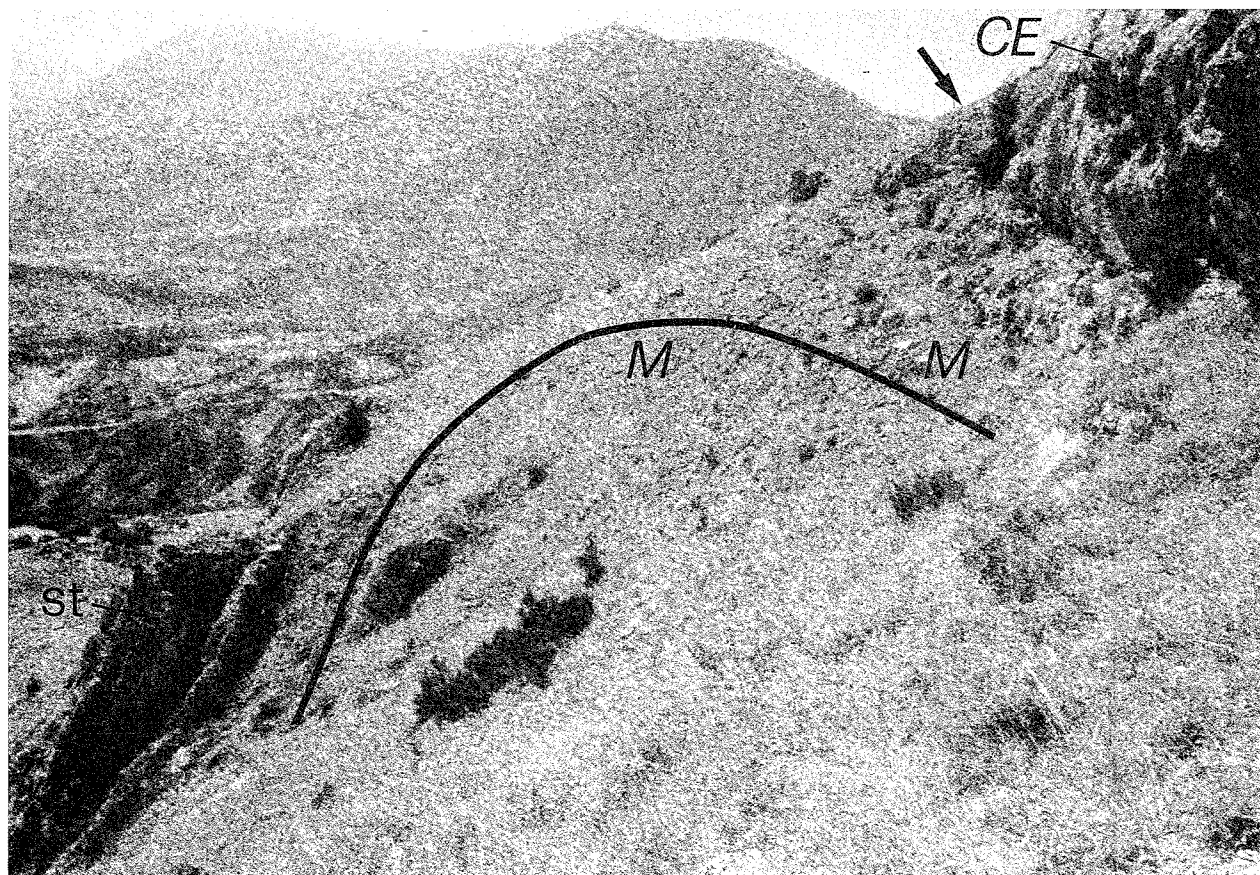


Fig. 4 - Sovrascorrimento di Pizzo della Croce (M. La Queglia). Questo piano di sovrascorrimento minore realizza il contatto tra i calcari cretaceo-eocenici (CE) e le calcareniti mioceniche (M) coinvolte nella anticlinale a vergenza orientale di M. la Queglia (a sinistra nella foto sono visibili gli strati verticali del fianco orientale della piega (Str)). Sullo sfondo le Montagne del Morrone. Foto da Nord.

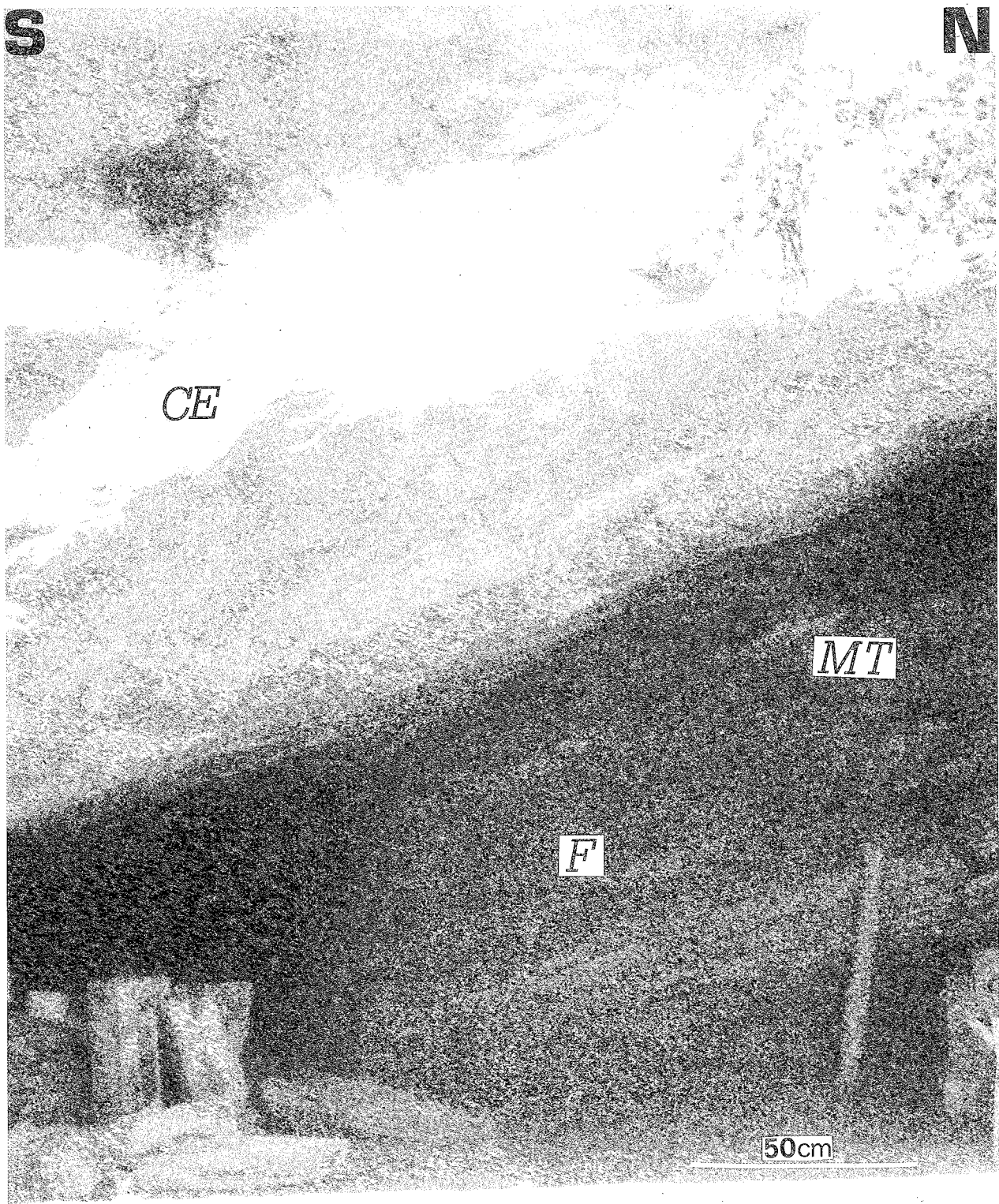


Fig. 5A - Sovrascorrimento di Pizzo della Croce, presso il paese di Pescosansonesco. E' evidente il piano a basso angolo, immergente a S-SW, che sovrappone i calcari cretaceo-eocenici (CE) alle marne tortoniane (MT). All'interno della zona di taglio (F) associata a tale piano si osservano corpi lenticolari più competenti, organizzati parallelamente al piano di sovrascorrimento, separati da una litologia meno competente, pervasa da piani di taglio.

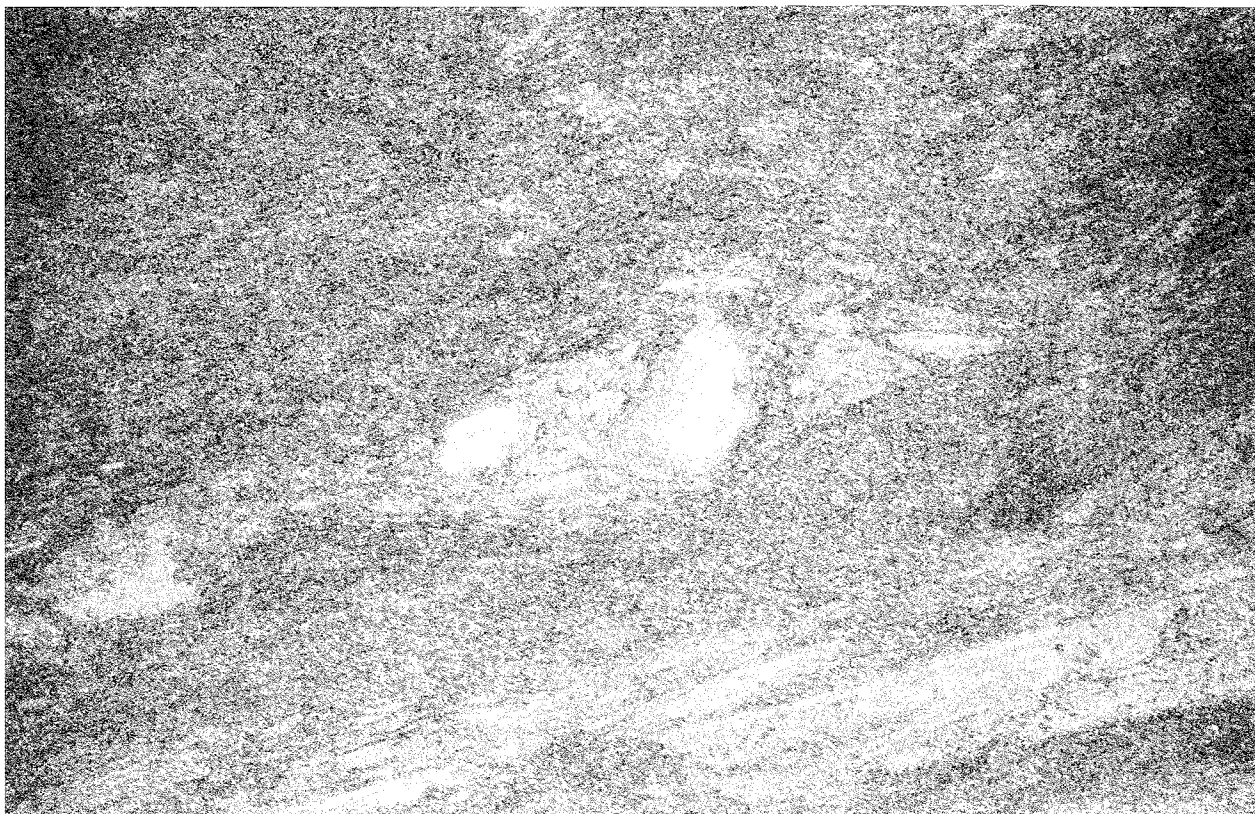


Fig. 5B - Particolare di Fig. 5A, mostrante la deformazione nelle marne tortoniane. E' visibile un corpo lenticolare e il *fabric* planare (piani di taglio pervasivi) parallelo al piano di sovrascorrimento (Fig. 5A). Scala 1:10.

ne della Laga, all'*hangingwall*, e quella pelitico-arenacea della Formazione Cellino, al *footwall*. Gran parte delle deformazioni è concentrata nell'*hangingwall*, dove si sviluppano ampie zone deformate. Esse sono caratterizzate dalla presenza di piani di taglio a basso angolo che dislocano la stratificazione coinvolta in mesopieghe con vergenza orientale. Molto sviluppati sono anche i piani inversi a vergenza orientale che hanno una pendenza variabile; questi, insieme con piani inversi a vergenza opposta, individuano strutture triangolari e di *pop-up* alla mesoscala (Fig. 7). La massima parte dei piani di taglio misurati ha direzione N140°-N160°; essi immergono sia ad ovest che ad est e presentano strie meccaniche e rare vene di taglio in calcite, che si concentrano in direzione N50°-60°E. Sono rappresentate anche le direzioni di trasporto N20°E e N80°-90°E principalmente date da strie oblique su piani analoghi ai precedenti. Sono inoltre presenti, sia come strie oblique che su piani a direzione N50°E, strie a direzione N120°.

Nel T. Cigno la deformazione coinvolge una fascia larga circa 1 Km (Fig. 8). Nell'*hangingwall* del *thrust* è visibile una anticlinale a vergenza orientale con asse a direzione N-S, che presenta il fianco orientale da subverticale a rovesciato, e quello occidentale interessato da motivi di taglio retrovergenti. Segue, verso est, una fascia fortemente deformata con lo sviluppo di pieghe minori spesso con marcata vergenza orientale (Fig. 9). Esse interessano una successione in parte rovesciata, con la formazione di sinclinali ed anticlinali alla mesoscala. Le pieghe hanno assi a direzione media N-S, con notevoli dispersioni soprattutto dove è alta la concentrazione di piani di taglio. Sono state osservate principalmente pieghe a *chevron*, svi-

luppate negli intervalli arenaceo-pelitici e pieghe concentriche, fortemente deformate al nucleo, sviluppate negli strati arenacei di maggior spessore e più competenti (Fig. 10). A queste strutture si sovrappongono sistemi di piani di taglio inversi, immergenti ad ovest, a basso ed alto angolo, con pendenze maggiori verso l'alto, in alcuni casi fino a verticalizzarsi, ai quali sono associati piani sintetici inversi a minor rigetto. I piani inversi misurati hanno, nella maggior parte dei casi, direzioni variabili da N140° a N-S, con strie che individuano una principale direzione di trasporto N60°-70°E. In alcuni casi sono visibili anche strie che individuano una direzione di trasporto verso N20°E e N90°E (Fig. 7). Nelle immediate vicinanze del contatto, le mesopieghe si sviluppano nella associazione pelitico-arenacea della *Formazione della Laga* e sono tagliate da piani a basso angolo con direzione media N140°, e immersione ad W; le strie indicano direzione di trasporto N70°E (Fig. 11). Anche nella sezione del Cigno sono presenti strie oblique a direzione N120°.

Nel *footwall* del sovrascorrimento, qui costituito dalle peliti basali della *Formazione Cellino*, immediatamente sopra al conglomerato basale (Zona a *Sphaeroidinellopsis*), si sviluppa una zona di taglio di diversi metri di spessore. All'interno di essa, si osservano, alla mesoscala, piani inversi ad alto angolo che, insieme con quelli a basso angolo individuano porzioni di roccia a forma di sigmoidi. I piani misurati hanno direzione N140°-160°, immergono ad ovest con strie che si concentrano in direzione N70°E, e, in misura minore N90°E. Anche in questo caso, il sistema descritto disloca alcune mesopieghe con asse a direzione N-S.

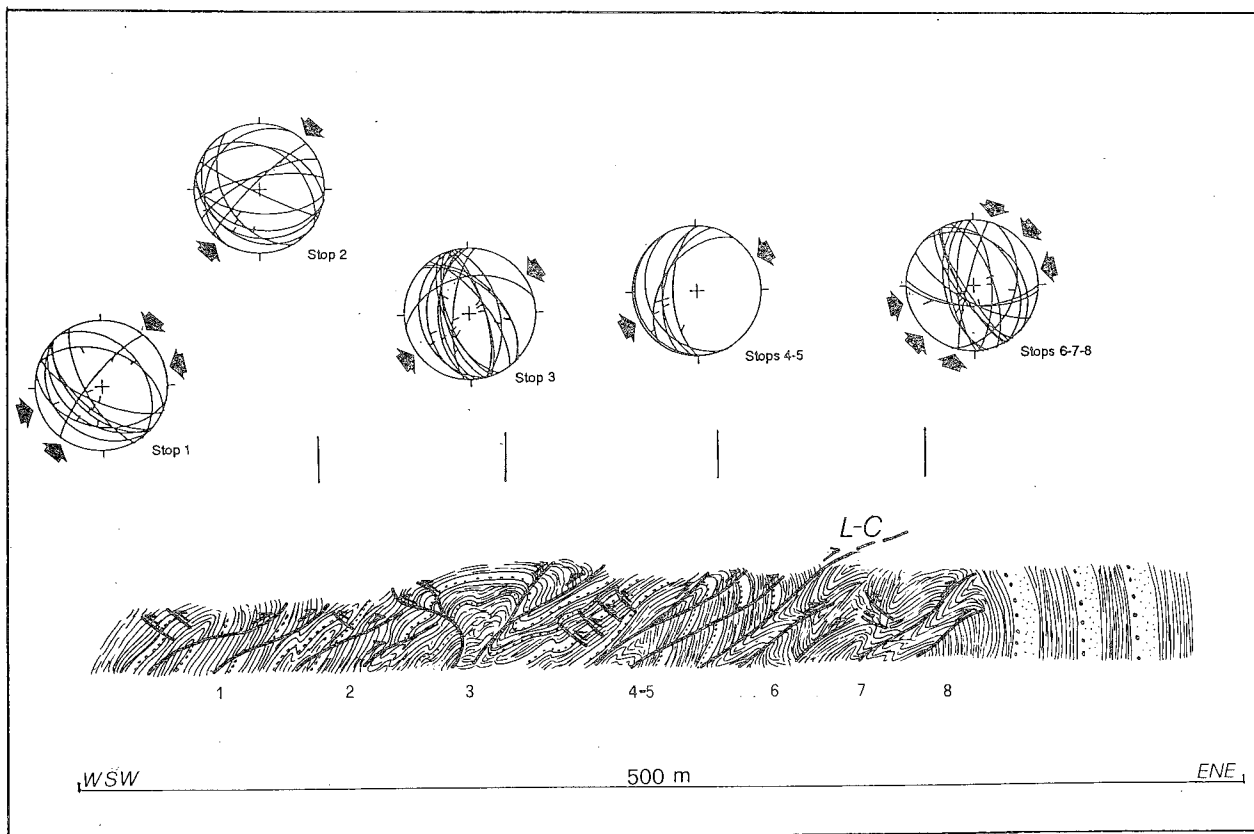


Fig. 6 - Sezione del Torrente Baricello nel tratto analizzato in corrispondenza del sovrascorrimento di Teramo (L-C). Nella sezione schematica sono rappresentate le principali strutture osservate e sono riportate le proiezioni degli elementi misurati (Diagramma di SCHMIDT, emisfero inferiore, programma Fault: CAPUTO, 1989); le frecce indicano le principali direzioni di raccorciamento. I numeri in basso indicano la posizione delle stazioni di misura (Stop). Scala verticale uguale a quella orizzontale.

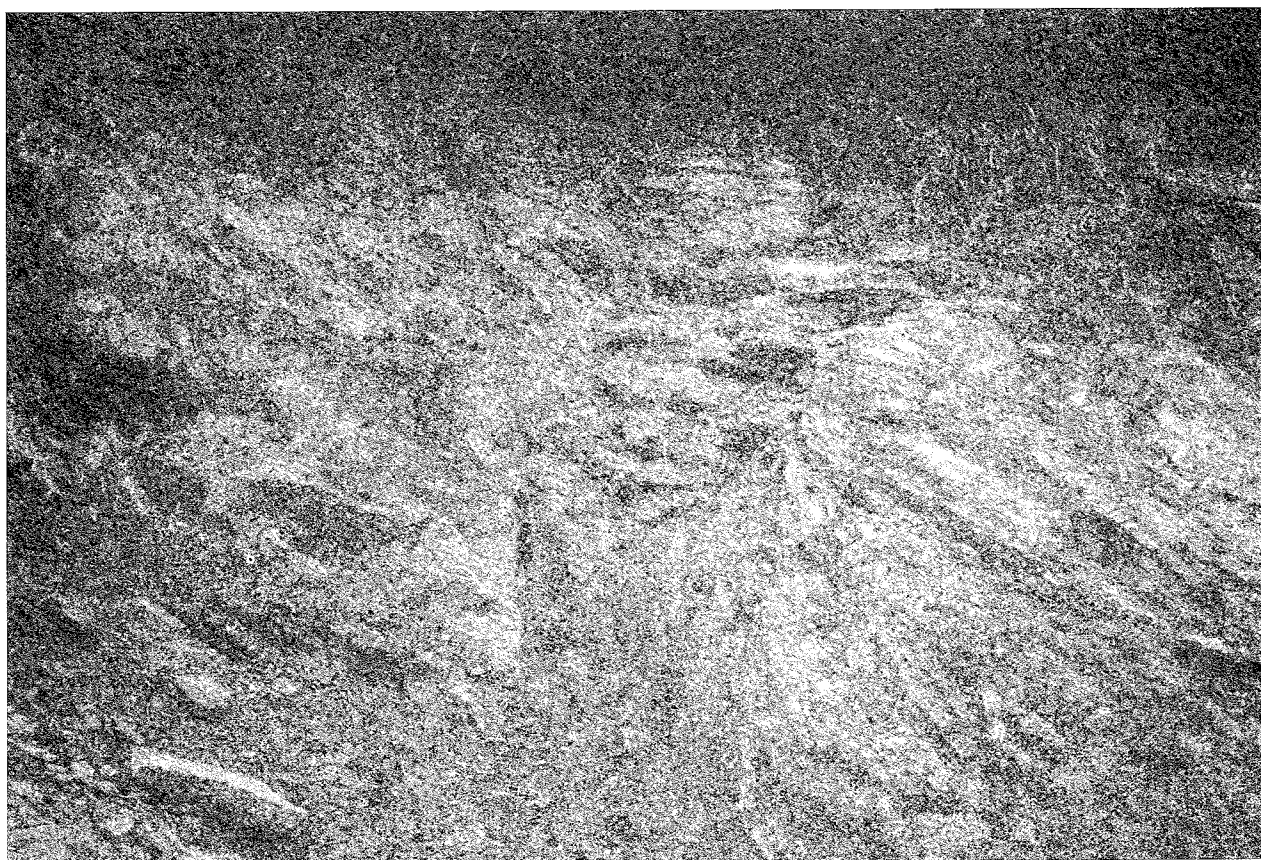


Fig. 7 - Sezione del T. Baricello. Strutture di *pop-up* (PU) alla mesoscala nella associazione pelitico-arenacea della *Formazione della Laga*. Scala 1:50. Foto scattata da Nord.

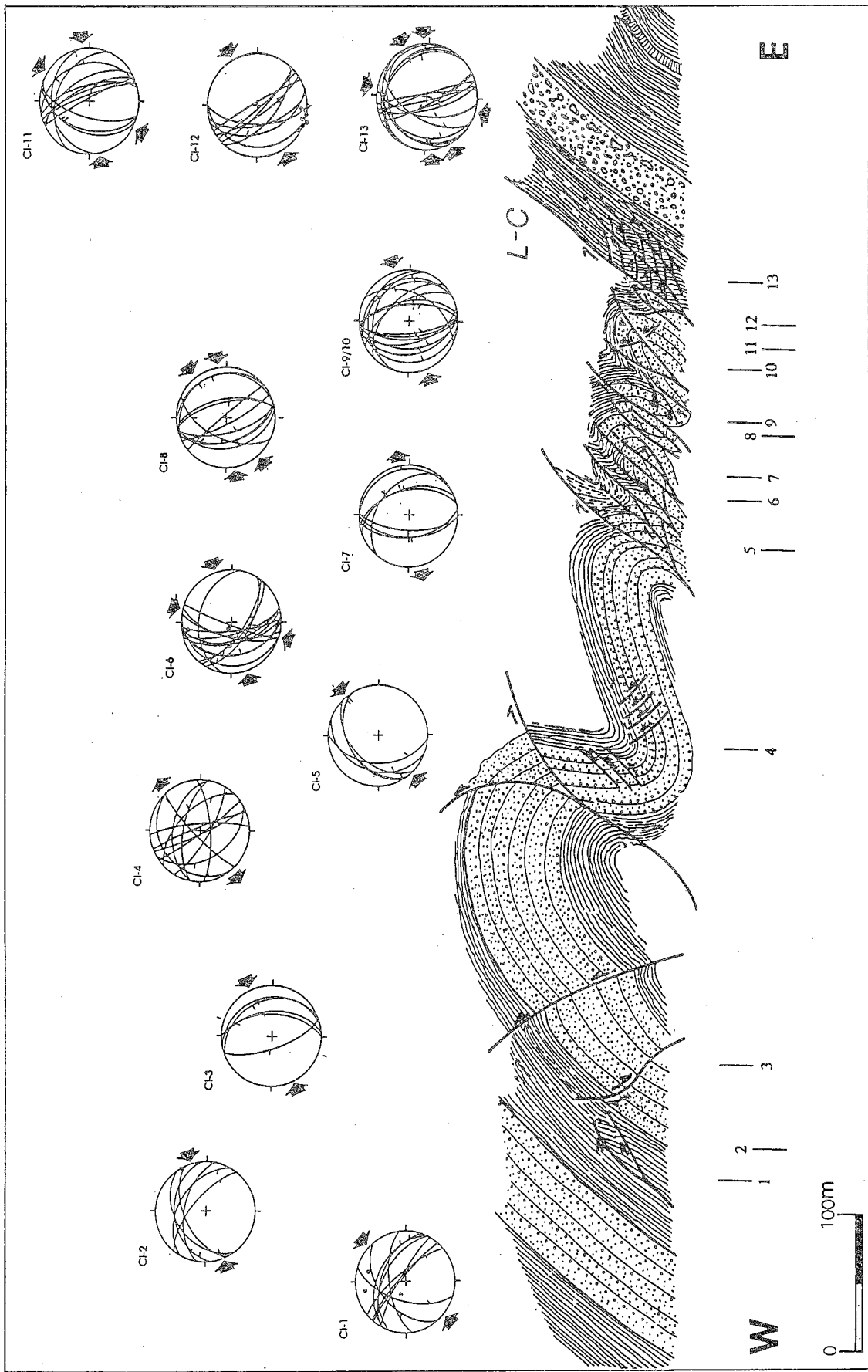


Fig. 8 - Sezione del T. Cigno nel tratto analizzato in corrispondenza del sovraccorrimiento di Teramo (L-C). Nella sezione sono rappresentate le principali strutture osservate e sono riportate le proiezioni degli elementi misurati (Diagramma di SCHMIDT, emisfero inferiore, programma Fault: Caputo, 1989); le frecce indicano le principali direzioni di raccorciamento. Oltre ai piani sono proiettati, negli stessi diagrammi, gli assi delle mesopieghe misurate. I numeri in basso indicano le stazioni di misura. Scala verticale uguale a quella orizzontale.



Fig. 9 - T. Cigno. Anticlinale a vergenza orientale nell'associazione arenacea della *Formazione della Laga*. La foto, scattata da Sud, corrisponde al particolare della St. 5 in Fig. 8. Scala 1:50.



Fig. 10 - T. Cigno. Pieghe concentriche, fortemente deformate al nucleo negli strati arenacei della *Formazione della Laga*. La foto scattata da Sud nella St. 9 (Fig. 8).



Fig. 11 - Torrente Cigno. Deformazione pervasiva nell'associazione pelitico-arenacea della *Formazione della Laga* in prossimità del piano di sovrascorrimento di Teramo. Sono visibili le mesopieghe e i piani di taglio (T) sviluppati nelle peliti. La foto scattata da Nord nella St. 12 di Fig. 8.

DISCUSSIONE DEI DATI E CONCLUSIONI

Il sovrascorrimento di Teramo (BIGI *et alii*, 1994) sovrappone la *Formazione della Laga* alla *Formazione del Cellino* lungo un piano a direzione media N170° dal F. Vomano fino al F. Pescara, e prosegue, a sud di quest'ultimo, nella Valle di Caramanico.

E' interessante osservare la brusca deviazione della direzione di tale piano di sovrascorrimento, nonché dell'andamento assiale delle pieghe e dei minori piani di accavallamento nell'unità di tetto, in corrispondenza della porzione più esterna dell'arco del sovrascorrimento del Gran Sasso. Tale caratteristico *pattern* può suggerire una riattivazione del sovrascorrimento del Gran Sasso contemporanea e/o successiva alla messa in posto del sovrascorrimento di Teramo.

Nelle sezioni naturali qui analizzate (T. Baricello e T. Cigno) esso presenta, alla mesoscala, una deformazione associata a carattere fortemente pervasivo, che interessa una ampia fascia di materiale sia nel *footwall* che nell'*hangingwall* della *thrust* stesso. Questa fascia deformata è caratterizzata dallo sviluppo di pieghe concentriche e a *chevron* e da zone di taglio organizzate principalmente con piani inversi a basso e ad alto angolo. Le zone di taglio, inoltre, sono, nella quasi totalità dei casi, sovrapposte alle mesopieghe.

L'analisi mesostrutturale indica una principale direzione di trasporto tettonico N60°-70°E, sempre ben

rappresentata da strie principalmente di *dip-slip*, e che determina lo sviluppo delle zone di taglio, e una direzione N90°E che, quando presente, è anch'essa indicata da strie di *dip-slip*. In relazione a queste direzioni, anche se non stato possibile stabilirne i rapporti cronologici relativi, il piano di sovrascorrimento di Teramo assume, in definitiva, il carattere principale di rampa frontale, con una trascurabile componente traspressiva. Analoga interpretazione pu essere adottata per la strutturazione di M. La Queglia, dove le direzioni di trasporto tettonico predominanti sono verso E-NE.

Sono inoltre presenti altre direzioni di trasporto tettonico, posteriori alle precedenti, rappresentate da strie oblique non molto frequenti e in rapporti cronologici non chiari tra loro: N20°E, N120°. In particolare, in relazione alla direzione di trasporto N20°E, lo stesso sovrascorrimento assume un carattere traspressivo destro in un momento finale della deformazione, durante il quale possono svilupparsi anche strutture a fiore. In tale contesto pu essere interpretata la zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivisonoldi trascorrente destra descritta da GHISETTI *et alii* (1992).

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare il Prof. F. CALAMITA, per i preziosi consigli e per la rilettura critica del testo.

BIBLIOGRAFIA

- 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.
- BERNOULLI D., EBERLI G.P., PIGNATTI J.S., SANDERS D. & VECSEI A. (1992) - *Sequence stratigraphy of Montagna della Maiella*. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche, Libro-guida delle escursioni, 1-3 Ottobre 1992, Roma.
- BIGI S. (1993) - *Caratterizzazione geologico-strutturale della zona esterna dell'Appennino abruzzese, tra il Gran Sasso d'Italia e la Maiella*. Tesi di dottorato, Università di Camerino.
- BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., RIDOLFI M., SALVUCCI R. (1992) - *Aspetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, volume speciale CROP.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1994) - *Sedimentary and tectonic events in the Laga Formation: a Messinian foredeep deposit in the Central Apennines (Italy)*. RCMNS Interim colloquium "Neogene Basin Evolution and Tectonics of the Mediterranean Area", Rabat, 7-8, April, 1994, Abstracts.
- CALAMITA F. (1991) - *Extensional mesostructures in thrust shear zones: examples from the Umbro-marchean Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 469-660.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Volume speciale CROP 03, Punta Ala - Gabicce.
- CALAMITA F., COPPOLA L., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENTO S. (1987) - *Le associazioni strutturali di Genga e M. Rotondo: un motivo ricorrente nella thrust belt umbro-marchigiana settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **106**, 141-151.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (in stampa) - *Structural setting of the Southern Martani Mountains (Umbria Apennines: Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.
- CASERO P., ARTONI A. & ROSSATO A. (1994) - *Negene geodynamic evolution of the central Apenninic foredeep*. RCMNS Interim colloquium "Neogene Basin Evolution and Tectonics of the Mediterranean Area", Rabat, 7-8, April, 1994, Abstracts.
- CASNEDI R. & MOSNA S. (1992) - *Natura e provenienza di conglomerati basali del Pliocene inferiore abruzzese (avanfossa periadriatica)*. Atti Tic. Sc. Terra, **35**, 135-143.

- CASNEDI R. (1986) - *Effetti della subsidenza sulla geometria dei corpi terrigeni nel Pliocene inferiore abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 157-162.
- CASNEDI R. (1991) - *L'avanfossa abruzzese tra i fiumi Vomano e Pescara nel Pliocene inferiore: rapporti tra sedimentazione e tettonica*. Stud. Geol. Cam., Vol. Spec., CROP 11.
- CENTAMORE E., ADAMOLI L., BERTI D., BIGI G., BIGI S., CASNEDI R., CANTALAMESSA G., FUMANTI F., MORELLI C., MICARELLI A., RIDOLFI M., SALVUCCI R., con la collaborazione di CHIOCCHINI M., MANCINELLI A., POTETTI M & CHIOCCHINI U. (1992a) - *Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale)*. S.E.L.C.A., Firenze.
- CENTAMORE E., BIGI S., BERTI D., MORELLI C., MICARELLI A. (1992b) - *Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del pescarese*. Mem. Soc. Geol. It., **111**, 437-447.
- CRESCENTI U. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese. (Parte I - Descrizione delle serie stratigrafiche)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 155-204.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., LANZA R., VEZZANI L. (1991) - *La zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivisondoli: svincolo traspressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, volume speciale, CROP 11, 215-220.
- GHISETTI F., VEZZANI L., FOLLADOR U. (1992) - *Transpressioni destre nelle zone esterne dell'Appennino centrale*. Geologica Romana, **29**.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U. (1992) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale CROP 11. Camerino.
- RIDOLFI M. (1993) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiana esterna tra il F. Aso ed il Gran Sasso d'Italia*. Tesi di dottorato, Università di Camerino.

