

**GENESI ED EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLA DEPRESSIONE TETTONICA
DELL'ALTA VALLE DEL FIUME SELE (APPENNINO CAMPANO-LUCANO)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 245
ABSTRACT	" 245
INTRODUZIONE	" 245
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 245
ANALISI DELLA DEFORMAZIONE FRAGILE	" 247
INTERPRETAZIONE DEI DATI	" 251
MODELLO CINEMATICO E SCANSIONE TEMPORALE DELLE FASI DEFORMATIVE	" 252
BIBLIOGRAFIA	" 254

RIASSUNTO

Vengono presentati i dati e le interpretazioni relative ad un lavoro a carattere geologico-strutturale, svolto nell'ambito delle ricerche sulla tettonica fragile recente di aree particolarmente significative dell'Appennino meridionale. L'area oggetto di studio è in questo caso la depressione tettonica ad andamento meridiano dell'alta valle del Fiume Sele, bordata da massicci carbonatici sui quali è stata condotta l'analisi strutturale. Questa ha mostrato l'esistenza di domini di faglie e fratture ben caratterizzati in termini di rapporti spaziali e mostranti cinematiche in accordo con un campo deformativo generato da un regime trascorrente agente lungo lineamenti maestri orientati N110°-120°, a partire dal Pliocene superiore. La rotazione antioraria in infrapleistocenica del blocco cinematico costituente l'attuale sinistra orografica della valle (M. Marzano-M. Ogna) - compreso in una fascia di taglio con scorrimento orizzontale sinistro - e l'esistenza di lineamenti di svincolo, causano la definizione della forma triangolare della depressione e ne condizionano l'evoluzione. Nel Pleistocene medio è invece occorsa una fase a carattere estensionale ad asse NE-SW responsabile della riattivazione dei sistemi preesistenti con una diversa cinematica e dell'acquisizione di buona parte dei rigetti verticali attualmente osservabili.

ABSTRACT

Structural data on Plio-Quaternary brittle tectonics of one of the most interesting areas of the Southern Apennines are shown and interpreted. This paper regards the tectonic evolution of the Sele River high valley, which is a N-S trending morpho-structural depression. A detailed structural analysis of the Mesozoic carbonate mountains (Picentini and Marzano-Ogna Mts.) surrounding the valley showed the existence of well-defined fracture patterns, characterized by kinematics in agreement with a strain field produced by strike-

slip tectonics working along N110°-120° trending master faults, maybe starting from the Upper Pliocene. The Lower Pleistocene counterclockwise block rotation of the Marzano-Ogna Mts., according to the main left-lateral shear, is responsible for the triangular shape of the developing tectonic depression. An extensional stage, with a NE-SW trending extension axis, occurred in the beginning of the Middle Pleistocene. It restores the pre-existing structures with different kinematics and provokes a large amount of vertical offsets.

PAROLE CHIAVE: Geologia strutturale, Tettonica fragile recente, Tettonica trascorrente, Appennino meridionale.

KEY WORDS: Structural Geology, Plio-Quaternary Brittle Tectonics, Strike-slip Tectonics, Southern Apennines.

INTRODUZIONE

Nell'ambito delle numerose ricerche in corso sui temi della tettonica fragile recente, è stata ricostruita la storia tettono-evolutiva plio-quaternaria della depressione che ospita l'alta valle del Fiume Sele, attraverso una analisi strutturale condotta sui rilievi carbonatici adiacenti. L'area investigata (Fig. 1) è compresa nel quadrante sud-orientale del Foglio 186 - S. Angelo dei Lombardi - della Carta Geologica d'Italia (Appennino campano-lucano). L'unità morfostrutturale in parola è costituita da una valle tettonica ad andamento meridiano bordata dagli alti strutturali dei massicci carbonatici M. Cervialto-M. Polveracchio in destra orografica e M. Marzano-M. Ogna in sinistra. Verso sud, superati i piccoli rilievi carbonatici isolati di Oliveto Citra e Bagni di Contursi, che rompono la continuità morfologica del fondovalle, si apre la Piana del Sele. A nord dell'area studiata si estende con andamento all'incirca E-W la valle dell'Ofanto.

Particolare attenzione è stata rivolta ai massicci che bordano la valle poiché i terreni carbonatici che li costituiscono hanno ampiamente registrato e conservato le deformazioni subite dai corpi geologici nel contesto evolutivo della depressione tettonica. Lo scopo ultimo che il lavoro si propone è dunque la comprensione della genesi e dell'evoluzione strutturale della valle tettonica e degli alti contigui, oltre ad un tentativo di modellizzazione cinematica del comportamento dei blocchi indipendenti.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La catena sud-appenninica è un edificio a falde di ricoprimento impilate con vergenza adriatica durante la tettonogenesi neogenica. Le unità tettoniche provengono in buona parte dalla deformazione di domini paleogeografici appartenenti al margine continentale afri-

(*)Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II", Napoli.

(**)Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II", Napoli.

(***)C.N.R. - ISPAIM, Ercolano, Napoli.

(****)Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria, Arcavacata di Rende, Cosenza.

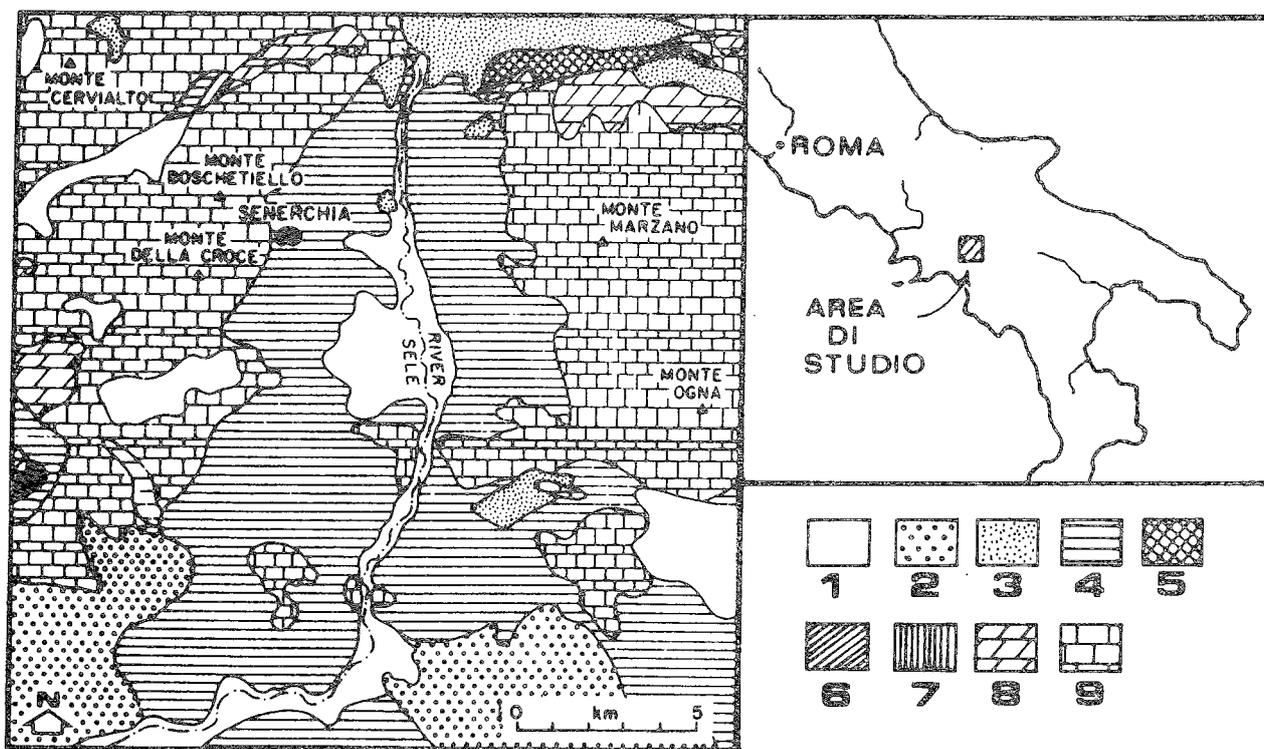


Fig. 1 - Ubicazione e schema geologico dell'area investigata (da ALEXANDER & COPPOLA, 1989; modificato): 1) sedimenti continentali (Pleistocene-Olocene); 2) conglomerati, sabbie e argille marine (Pleistocene inf.-medio); 3) depositi clastici e torbiditici (Formazione di Castelvetere, Burdigaliano-Tortoniano); 4) Unità Sicilidi (Formazione di Corleto Perticara, Cretaceo sup.-Oligocene); 5) calcareniti e marne sovrastanti la F.ne di Corleto Perticara; 6) selci ed argilliti silicifere (Unità Lagonegresi, Trias sup.-Giurassico inf.); 7) marne, arenarie ed argilliti (Unità Lagonegresi, Trias medio); 8) calcari dolomitici e dolomie (Unità della Piattaforma Campano-Lucana, Trias sup.-Lias inf.); 9) calcari (Unità della Piattaforma Campano-Lucana, Giurassico-Cretaceo).

cano e, subordinatamente, da quella di coperture di fondi oceanici tetidei. Tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene medio si assiste alla strutturazione post-falda della dorsale: vengono individuate una fascia tirrenica fortemente subsidente ed un settore appenninico in progressivo sollevamento da ovest verso est, con rigetti verticali di oltre mille metri. Nello stesso intervallo temporale si individuano elementi tettonici trasversali alla catena.

L'evoluzione quaternaria dell'Appennino Meridionale è caratterizzata da un generale e marcato sollevamento. Con la fase di *uplift* si attivano a scala regionale anche le strutture fragili antiappenniniche che delimitano settori di catena a differente sollevamento. Recentemente è stato enfatizzato il ruolo della tettonica trascorrente (con opinioni e conclusioni diverse) come responsabile dell'evoluzione cinematica del segmento sud-appenninico durante le fasi recenti della deformazione (TURCO *et al.*, 1990; KNOTT & TURCO, 1991; ORTOLANI *et al.*, 1992; CINQUE *et al.*, 1992).

L'alta valle del Fiume Sele si colloca nella parte occidentale dell'Appennino campano-lucano e mostra uno sviluppo all'incirca meridiano. La depressione strutturale è delimitata ad ovest dal blocco del M. Polveracchio-M. Cervialto (Monti Picentini) e ad est dal gruppo M. Marzano-M. Ogna (figg. 1 e 3). La valle si presenta con il fianco occidentale più regolare e marcato dal lineamento Materdomini-Puglietta (ORTOLANI, 1975), orientato NNE-SSW e denunciante un rigetto verticale minore rispetto a quello del fianco orientale, segnato da una serie di lineamenti diversamente orientati (Taverna del Bosco-Valva con orientazione N-S,

Valva-Colliano con orientazione NW-SE, Colliano-Palomonte con orientazione NNE-SSW, secondo ORTOLANI, 1975).

I terreni argillosi e calcareo-marnosi affioranti nel fondovalle a sud dell'allineamento Bagni di Contursi - Oliveto Citra e nei pressi di Materdomini, vengono datati al Cretaceo sup. - Paleocene e ascritti alla formazione di Corleto-Perticara (Cocco *et al.*, 1974). La restante parte della valle è quasi interamente occupata da un'alternanza irregolare di argille nere e policrome, calcareniti e calcilutiti color tabacco e arenarie micacee. Questi terreni, insieme a quelli precedentemente descritti, afferiscono alle Unità Sicilidi *Auct.*; si tratta di terreni di provenienza interna diffusi nei domini esterni appenninici come falde gravitative colate nei bacini dei flysch miocenici. Relativamente all'area di studio, si osservano tuttavia anche rapporti tettonici invertiti a causa di faglie inverse e sovrascorrimenti successivi alle fasi tetto-genetiche mioceniche responsabili dell'assetto primitivo.

In sinistra orografica, nei pressi del torrente Pazzano (Colliano) e nei dintorni di Calabritto, si rinven-gono lembi di terreni clastici afferenti ad una successione langhiano-tortoniana ascritta in letteratura alle Unità Irpine (PESCATORE, 1978). Nella parte bassa della valle emergono, isolati, i due alti morfologici di Oliveto Citra e Bagni di Contursi che sono costituiti rispettivamente da calcari cretaci e giurassici.

I rilievi carbonatici bordieri si presentano come due blocchi squadrati, sollevati rispetto alle aree circostanti mediante grandi faglie perimetrali. I blocchi così individuati presentano immersione opposta: a NE

immerge il blocco dei Picentini (Cervialto-Polveracchio) a SW il gruppo M. Marzano-M. Ognà (ORTOLANI, 1975).

Il blocco Cervialto-Polveracchio ha una forma rozzamente squadrata. I due rilievi sono separati dall'incisione del Vallone Tusciano - Rio Zagarone, coincidente con la faglia Acerno-Calabritto di CELICO & CIVITA (1976) che mette in contatto i termini carbonatici prevalentemente cretaci del Cervialto con i terreni giurassici che costituiscono la quasi totalità del Polveracchio.

Il blocco Marzano-Ognà mostra una forma subrettangolare e costituisce una monoclinale abbastanza regolare immergente verso SW. I termini più antichi della successione carbonatica (Triassico e Giurassico) costituiscono una fascia più o meno continua lungo il bordo nord-orientale del Massiccio del Marzano (M. Malignana - M. Pennone - M. Eremita - M. Pennacchio). La restante parte del rilievo mostra in affioramento terreni prevalentemente cretaci. La continuità morfologica e strutturale del blocco Marzano-Ognà è interrotta dal lineamento appenninico (N110°-120°) che nel presente lavoro viene codificato in maniera informale come linea Valva-Ricigliano. Questa costituisce in realtà una fascia di deformazione fragile lungo una zona di taglio a scorrimento orizzontale.

Le successioni calcareo-dolomitiche dei Picentini e di parte del blocco Marzano-Ognà, precedentemente riferite all'Unità Alburno-Cervati (D'ARGENTIO *et al.*, 1973), sono state più di recente relate all'Unità Monti Picentini - Taburno (BONARDI *et al.*, 1988). I termini mesozoici di tale unità sono nel loro complesso in *facies* di retroscogliera. *Facies* di transizione (Unità Monte Marzano - Monti della Maddalena in BONARDI *et al.*, 1988) sono presenti sul fronte settentrionale del M.te Marzano (PESCATORE, 1965; COCCO *et al.*, 1974). Nell'area dei Picentini, a tetto dei carbonati si ritrovano, in contatto trasgressivo, depositi miocenici dapprima calcarenitici e talora glauconitici e poi terrigeni torbiditici (SELLI, 1958), denunciando un'ampia lacuna paleogenica. Mancano dunque i termini calcarei in *facies* neritica del Paleocene-Eocene segnalati nei rilievi carbonatici immediatamente a sud dell'area studiata (SELLI, 1962; SCORZIELLO & SGROSSO, 1965; MARINI & ANDRI, 1966; SGROSSO, 1968; BRAVI & SCHIATTARELLA, 1986, 1988; SANTO, 1988).

ANALISI DELLA DEFORMAZIONE FRAGILE

Gli elementi strutturali presi in considerazione nel-

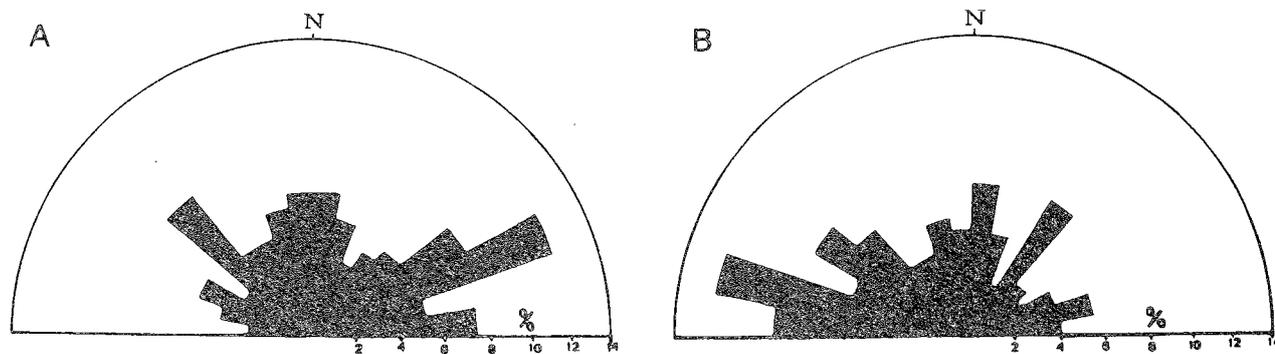


Fig. 2 - Diagrammi azimutali relativi ai morfolineamenti dei massicci carbonatici: A) dati relativi alla destra orografica (N = 165); B) dati relativi alla sinistra orografica (N = 125).

l'area di studio sono sostanzialmente legati alla deformazione fragile recente. Le strutture deformative sono state rilevate alla mesoscala nei terreni carbonatici a stretto contorno della valle. I lineamenti maggiori sono stati evinti dall'analisi di immagini da satellite *Landsat* ed in osservazione stereoscopica di aerofoto alle scale 1:18.000 e 1:33.000. I morfolineamenti sono stati verificati sul terreno e riportati in cartografia utilizzando un rilievo aerofotogrammetrico della società ALISUD in scala 1:20.000 aggiornato al settembre 1986. Sono stati individuati circa 290 morfolineamenti successivamente plottati in diagrammi stellari (Fig. 2).

In campagna sono state rilevate principalmente faglie minori (quando possibile con corredo cinematico) e sistemi di *joints* (estensionali, di taglio o ibridi), subordinatamente zone di taglio, fratture *en échelon*, stiloliti, vene calcitiche e tutte le relazioni tra queste esistenti. Per i riferimenti culturali e la metodologia adottata si rimanda ai ben noti lavori di GUZZETTA (1966, 1984), ENGELDER (1974), KOLBECK & SCHEIDEGGER (1977), AYDIN & NUR (1982), SANDERSON & MARCHINI (1984), HANCOCK (1985), POLLARD & AYDIN (1988), SYLVESTER (1988) ed altri ancora.

Sono di seguito passate brevemente in rassegna le caratteristiche delle singole stazioni, la cui ubicazione è mostrata in Fig. 3.

Stazione 1 - Senerchia

Questa stazione è situata sulla destra orografica del Fiume Sele, immediatamente a monte dell'abitato di Senerchia. È stato seguito un vecchio percorso stradale, ampliato di recente, per una lunghezza di circa cinque chilometri. I tipi litologici investigati sono costituiti da dolomie, calcari dolomitici e calcari con Nerinee ed alghie calcaree, riferibili al Malm-Dogger. I dati di orientazione raccolti in questa stazione ammontano a circa cinquecento misure.

Stazione 2 - Piano del Gaudio

Situata anch'essa in destra orografica, è la stazione più interna rispetto ai margini della struttura presa in esame. Anche in tal caso il percorso è stato imposto da un taglio stradale recentemente ampliato che presenta una lunghezza di cinque chilometri (dalla Caserma del Gaudio alla sorgente di Vado Carpino). I tipi litologici indagati sono rappresentati da calcilutiti avana e biancastre, calcari oolitici con Nerinee e Requienie del Cretacico inferiore, calcari bioclastici e calcilutiti bianche stratificate con Rudiste del Cretacico Superiore. I dati giacitureali e cinematici rilevati sono circa quattrocentocinquanta.

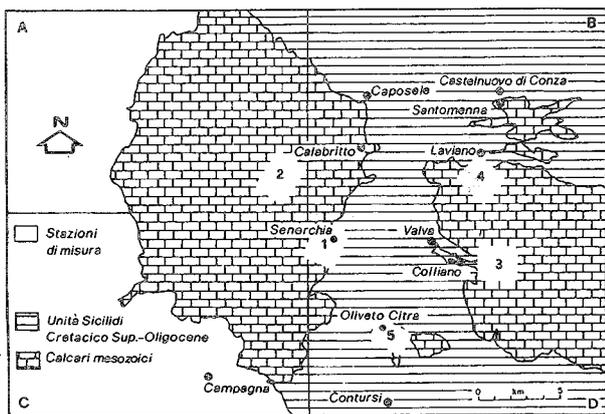


Fig. 3 - Quadro di unione della cartografia di base della Comunità Montana Alto e Medio Sele (scala originale 1:20.000, rilievo aerofotogrammetrico della Soc. ALISUD), con schema geologico semplificato dell'area investigata ed ubicazione delle stazioni di misura.

Stazione 3 - Colliano

E' ubicata in sinistra orografica del Sele, a monte dell'abitato di Collianello; è stato seguito un percorso stradale di circa sei chilometri che collega Collianello a Piano di Pecore. I litotipi interessati dal rilevamento mesostrutturale sono dati sia da dolomie, calcari dolomitici e calcari con Nerinee riferibili al Giurassico, che da calcari e dolomie del Cretacico. Non sempre lungo il percorso si sono rinvenute condizioni ideali di affioramento: è stato necessario esaminare sia gli sterrati adiacenti che una serie di scavi per opere di grossa entità (p. es. scavo per un depuratore nel comune di Colliano). Sono stati collezionati circa cinquecento dati di orientazione.

Stazione 4 - Laviano

E' ubicata a sud-est dell'abitato di Laviano, anch'essa in sinistra orografica. Le rocce interessate dal rilevamento risultano costituite da dolomie bianche saccaroidi del Retico, calcari finemente detritici e dolomie grigie e rosate del Lias e calcari dolomitici grigi e calcari detritici avana con Nerinee del Malm-Dogger. E' stato seguito un percorso stradale di circa tre chilometri, utilizzato per l'accesso ad una cava. I dati raccolti ammontano ad un centinaio.

Stazione 5 - Oliveto Citra

Questa stazione è situata nel fondovalle e coincide con i poco estesi spuntoni carbonatici affioranti tra i terreni argillosi. Le condizioni di affioramento non sono ideali: è stato sfruttato un taglio di una strada ancora in costruzione che collega l'ospedale di Oliveto Citra con la vicina superstrada. I terreni investigati sono rappresentati da dolomie, calcari dolomitici e calcari giurassici e calcari bioclastici avana e calcilutiti bianche stratificate del Cretacico inferiore. In questa stazione sono state collezionate circa centocinquanta misure giacitureali.

Analisi dei morfolineamenti

Per quanto concerne i morfolineamenti, si è ritenuto opportuno trattare separatamente i dati relativi alla destra e alla sinistra orografica dell'alta valle del Sele, e cioè rispettivamente per i blocchi Cervialto-Polveracchio (Fig. 2A) e Marzano-Ogna (Fig. 2B). Da

entrambi i diagrammi si evince una distribuzione non casuale dei lineamenti: le orientazioni preferenziali si dispongono secondo direttrici che ricalcano andamenti ben conosciuti nell'Appennino carbonatico. La comparazione tra i due diagrammi mostra una simmetria speculare tra gli andamenti strutturali, sia relativamente alla loro orientazione che alla loro percentuale di frequenza. Il ricoprimento parziale dei massimi relativi dei singoli diagrammi si ottiene mediante rotazione oraria di 10° dei dati relativi alla sinistra orografica (o similmente tramite rotazione anti-oraria dei dati della destra). Poiché sembra improbabile che una dispersione dei dati non sia distribuita omogeneamente nell'analisi dei lineamenti delle due morfostrutture, in uno con la constatazione che il ricoprimento riguarda più classi di orientazione preferenziale, è possibile, in via preliminare, interpretare questo dato come una modesta rotazione di uno dei blocchi rispetto all'altro.

Il diagramma relativo al Cervialto-Polveracchio (Fig. 2A) mostra cinque *trends* fondamentali: tre di questi hanno "grosso modo" pari rango percentuale (N-S, E-W, $N110^\circ-120^\circ$) mentre i restanti due ($N60^\circ-70^\circ$, $N130^\circ-140^\circ$) risultano percentualmente più importanti e ricalcano l'andamento delle maggiori discontinuità tettoniche del massiccio. Anche per quanto riguarda il gruppo Marzano-Ogna (Fig. 2B) si osservano cinque andamenti preferenziali: il massimo assoluto ($N100^\circ-110^\circ$) ricalca l'andamento della zona di taglio separante il Marzano dall'Ogna (linea Valva-Ricigliano). Gli altri *trends* sono: N-S, $N30^\circ-40^\circ$, $N70^\circ-80^\circ$, $N120^\circ-130^\circ$. Di questi, gli andamenti $N30^\circ-40^\circ$ e $N120^\circ-130^\circ$ pure ricalcano importanti discontinuità tettoniche ai bordi e all'interno dei rilievi.

E' importante sottolineare che l'analisi azimutale ha messo in evidenza, per entrambi i settori, strutture meridiane (o di poco disperse intorno al nord magnetico) e "tirreniche" (circa E-W) non ricavabili a prima vista dalla cartografia geologica ufficiale. Il ruolo di questi ultimi lineamenti, che sul terreno risultano essere di chiara origine tettonica, è di grande importanza per la comprensione dell'evoluzione cinematica dell'area studiata.

Analisi mesostrutturale

I dati mesostrutturali relativi a piani di discontinuità ad alto angolo sono stati dapprima analizzati in diagrammi azimutali e successivamente proiettati, insieme con tutte le altre discontinuità tettoniche planari variamente inclinate, in diagrammi di densità ottenuti utilizzando un particolare reticolo contapunti (GUZZETTA, 1966) che tiene conto delle distorsioni delle maglie del reticolo di Schmidt. Le misure relative alle faglie sono state trattate separatamente da quelle riguardanti i sistemi di *joints* e le singole fratture estensionali. Si è quindi proceduto ad un confronto tra i *trends* individuati dai diagrammi relativi alle faglie e quelli relativi all'insieme delle strutture fragili senza rigetto, per le singole stazioni di misura. Successivamente sono stati accorpati i dati delle stazioni (separatamente per la destra e la sinistra orografica) al fine di effettuare un confronto tra i massicci Cervialto-Polveracchio e Marzano-Ogna.

Il totale dei dati relativi alle faglie ad alto angolo rilevate in entrambi i settori ($N = 238$) è rappresentato in un unico diagramma azimutale (Fig. 4A), per una visione d'insieme dei *trends* preferenziali caratterizzanti l'intera area di studio. Da tale diagramma emergono

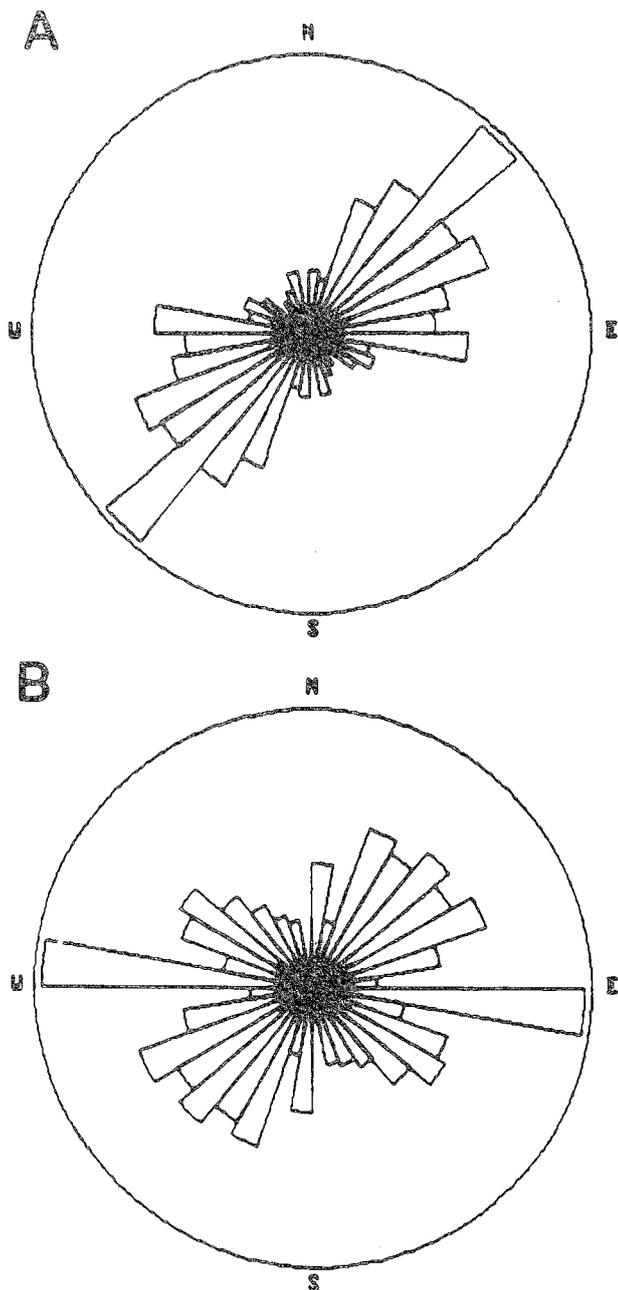


Fig. 4 - Diagrammi azimutali relativi al totale delle mesostrutture ad alto angolo rilevate: A) faglie minori (N = 238, max = 14.2 %); B) sistemi di joints (N = 500, max = 11.8 %).

due andamenti preferenziali: N40°-50° ed E-W. Di questi il primo possiede maggiore peso statistico (14,2% del totale dei dati plottati) e ricalca il trend antiappenninico già evidenziato dall'analisi dei morfolineamenti. Il secondo ricalca un altro andamento ben noto nell'Appennino carbonatico, presente anche nel diagramma relativo ai lineamenti tettonici.

Il rose diagram cumulativo relativo a joints e fratture ad alto angolo o subverticali (Fig. 4B) mostra un pattern dello stato della fratturazione caratterizzato da un massimo assoluto con trend N90°-100° (E-W o "tirrenico"), da tre massimi equispaziati e di uguale percentuale nel quadrante nord-orientale (famiglie "antiappenniniche") e da due andamenti significativi in direzione N0°-10° ("meridiano") e N120°-130° ("appenninico").

I diagrammi di densità sono accompagnati dagli

stereogrammi rappresentanti i piani medi delle famiglie di faglie e dei sistemi di giunti tettonici (Figg. 5-9). I diagrammi di densità mostrati in figura 10 evidenziano invece le orientazioni preferenziali degli indicatori cinematici lineari rilevati sui piani di faglia (strie meccaniche e fibre di accrescimento di minerali sin-tettonici). Nonostante una certa dispersione dei dati, le giaciture

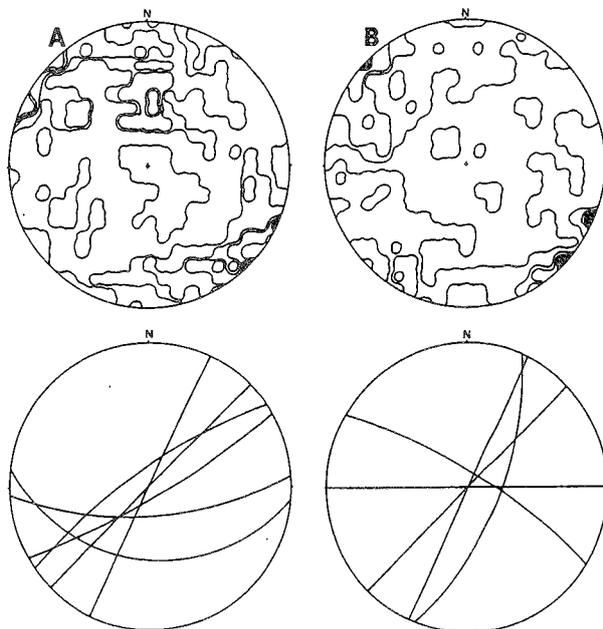


Fig. 5 - Stazione 1 (Senerchia): A) diagramma di densità delle faglie minori (N = 334, max = 5.3-5.9 %; reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) e relativo stereogramma dei piani medi (reticolo di Wulff, emisfero inferiore); B) diagramma di densità dei sistemi di joints (N = 137, max = 5.8-7.2 %) e relativo stereogramma dei piani medi.

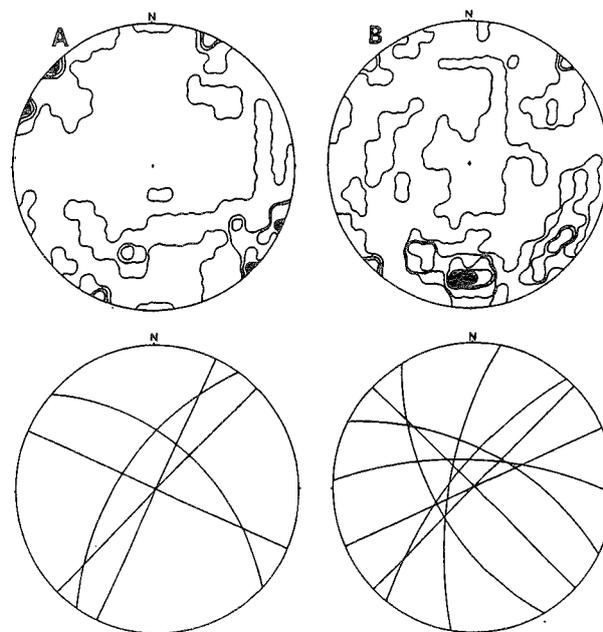


Fig. 6 - Stazione 2 (Piano del Gaudio): A) diagramma di densità delle faglie minori (N = 51, max = 1.4-1.8 %) e relativo stereogramma dei piani medi; B) diagramma di densità dei sistemi di joints (N = 393, max = 4.8-5.0 %) e relativo stereogramma dei piani medi.

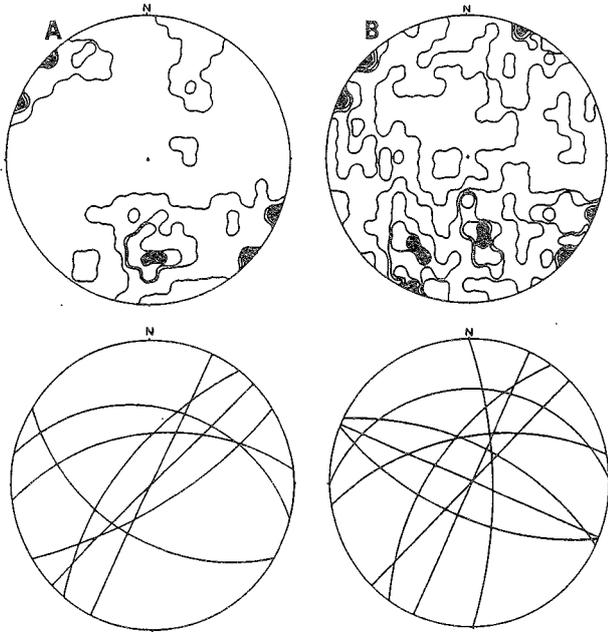


Fig. 7 - Stazione 3 (Colliano): A) diagramma di densità delle faglie minori (N = 55, max = 9.1-10.9 %) e relativo stereogramma dei piani medi (reticolo di Wulff, emisfero inferiore); B) diagramma di densità dei sistemi di *joints* (N = 357, max = 3.1-3.9 %) e relativo stereogramma dei piani medi.

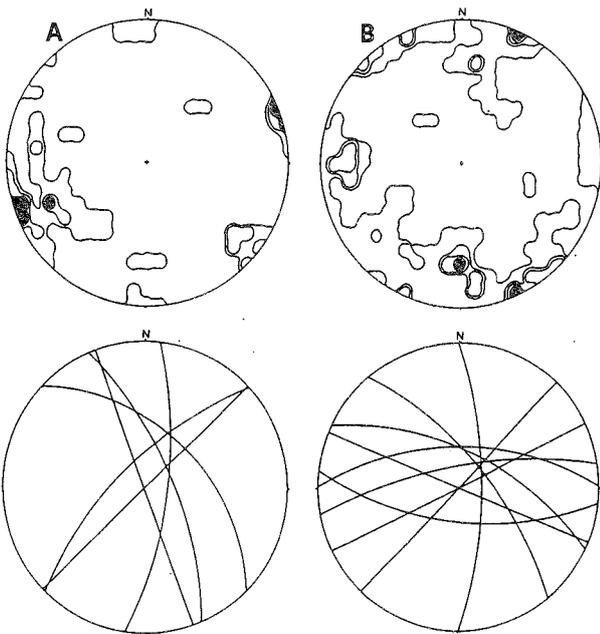


Fig. 8 - Stazione 4 (Laviano): A) diagramma di densità delle faglie minori (N = 23, max = 13.0 %) e relativo stereogramma dei piani medi (reticolo di Wulff, emisfero inferiore); B) diagramma di densità dei sistemi di *joints* (N = 69, max = 7.9-10.6 %) e relativo stereogramma dei piani medi.

medie di strie e fibre caratterizzano sufficientemente la cinematica dei piani di faglia rilevati nelle diverse stazioni. Si osservano infatti precise compatibilità geometriche tra indicatori lineari e piani medi ottenuti dall'analisi statistica, che permettono di inquadrare le strutture fragili in un contesto cinematico polifasico che verrà discusso nei prossimi paragrafi.

Dal confronto tra le faglie e i sistemi di frattura si evince che i *trends* evidenziati da questi ultimi occu-

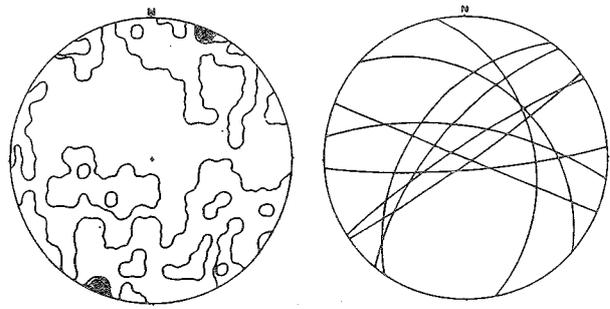


Fig. 9 - Stazione 5 (Oliveto Citra): A) diagramma di densità delle faglie minori e dei sistemi di *joints* (N = 91, max = 6.7 %) e relativo stereogramma dei piani medi.

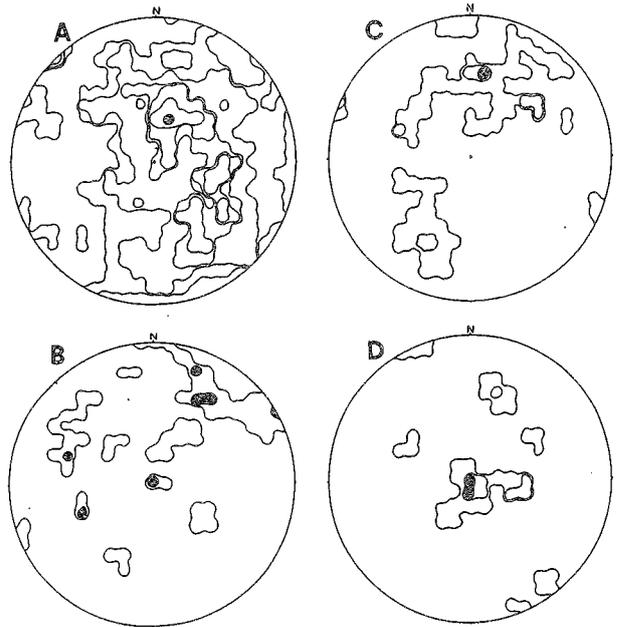


Fig. 10 - Diagrammi di densità degli indicatori cinematici lineari rilevati per ogni singola stazione di misura: A) staz. 1 (N = 270, max = 5.9 %; reticolo di Schmidt, emisfero inferiore); B) staz. 2 (N = 24, max = 8.3 %); C) staz. 3 (N = 23, max = 13 %); D) staz. 4 (N = 15, max = 20 %).

pano posizioni spaziali compatibili con il campo deformativo denunciato dalle faglie. Per tutte le stazioni, inoltre, si osserva che l'andamento "tirrenico" (E-W) è sistematicamente rappresentato sia da faglie che da *joints*.

Il confronto tra i dati rilevati in destra orografica e quelli collezionati in sinistra mostra, relativamente ai *joints*, il ricoprimento dei *trends* E-W, N-S e N40°-50°. L'andamento meridiano è però molto più accentuato nel diagramma relativo alla sinistra orografica, che mostra inoltre un assetto strutturale più complesso e l'andamento N110°-130° molto pronunciato a differenza del diagramma di destra orografica. Si evidenzia inoltre una buona identità strutturale tra le stazioni situate sui massicci e quella nel fondovalle (Oliveto Citra); si nota infatti una discreta sovrapposizione dei tre andamenti prima ricordati. Infine, il confronto tra dati mesostrutturali e morfolineamenti conferma l'interpretazione di questi come *features* di origine tettonica, osservandosi una buona sovrapposizione degli andamenti preferenziali.

I rilievi studiati fanno parte di una dorsale allungata in direzione appenninica che comprende da NW verso SE i massicci del Terminio-Tuoro, Cervialto-Polveracchio e Marzano-Ogna, separati rispettivamente dalle depressioni trasversali del Calore e del Sele. Questa dorsale è invece separata dal vicino massiccio degli Alburni - pure ad andamento appenninico - tramite la valle del Tanagro. Gli Alburni sono a loro volta separati dal gruppo del M. Soprano-M. Sottano-M. Vesole-M. Chianello dalla depressione di Aquara-Bellosguardo-Roscigno. Si può dunque facilmente notare che le monoclinali carbonatiche assumono una configurazione "a blocchi squadrati" separati da direttrici tettoniche ad andamento "appenninico" N110°-120°. È opportuno precisare che l'allungamento morfologico di queste dorsali sud-appenniniche è ben diverso da quello dei rilievi carbonatici dell'Appennino centrale, che mostrano andamento "realmente appenninico" (N130°-140°). Faglie con quest'ultimo trend sono comunque presenti anche nell'area investigata, pur non determinando le morfostrutture principali.

La storia tettonica dei terreni afferenti ai diversi blocchi che formano la porzione dell'Appennino meridionale sopra descritta sembra differenziarsi a partire dalla fine del Mesozoico. La mancanza di termini paleogenici nella successione neritica meso-kenozoica dei Picentini - presenti invece ai M. ti Alburni (MARINI & ANDRI, 1966; BRAVI & SCHIATTARELLA, 1986, 1988; SANTO, 1988) e più diffusamente ai bordi settentrionali del Soprano, del Sottano, del Vesole-Chianello (SELLI, 1962; SCORZIELLO & SGROSSO, 1965; SGROSSO, 1968) - farebbe supporre una strutturazione della piattaforma carbonatica in alti e bassi relativi, tale da consentire la ripresa della sedimentazione carbonatica di mare basso all'inizio del Terziario solo nella fascia oggi testimoniata dai rilievi a sud del Tanagro, mentre la porzione immediatamente a nord rappresentava un alto paleostrutturale emerso.

Una differenziazione evolutiva ancor più evidente dovrebbe invece caratterizzare i rilievi in destra e sinistra orografica dell'alta valle del Sele. Le facies mesozoiche del Marzano-Ogna risultano infatti di tipo transizionale e denunciano quindi una pertinenza paleogeografica di margine di piattaforma. Queste sono lateralmente affiancate dalle facies di retroscogliera del Cervialto-Polveracchio. Il blocco cinematico del Marzano-Ogna rappresenterebbe dunque il margine esterno della piattaforma, investito dalla tettonogenesi solo dopo i domini più interni. Una trascorrenza meridiana destra è responsabile dell'accostamento dei terreni con facies carbonatiche mesozoiche differenti. D'ARGENIO (1966), sulla base dell'analisi di facies, riconosce numerosi lineamenti meridiani di questo tipo. Solo per uno di questi ipotizza una attivazione cretacea e più in generale ritiene che lo spostamento maggiore sia molto più recente (neogenico-quadernario).

A partire dal Pliocene superiore i rilievi investigati formano un blocco rigido unitario, che verrà deformato fragilmente durante le fasi della tettonica recente, confinato lateralmente dalle strutture antiappenniniche Bagnoli Irpino - Torrente Calaggio (INCORONATO *et al.*, 1985) e S. Fele-Vulture (ORTOLANI, 1974).

L'attuale assetto dell'area investigata mostra il massiccio del Cervialto-Polveracchio delimitato a nord-

est dalla faglia diretta che decorre in direzione NW-SE conosciuta in letteratura come linea Nusco-Materdomini, ad ovest da una faglia diretta orientata NNE-SSW, coincidente con una porzione della linea Bagnoli Irpino - Torrente Calaggio e ad est da una faglia normale (Materdomini-Puglietta) orientata NNE-SSW che borda la valle. All'interno di tale blocco si rinviene un importante lineamento tettonico che mette a contatto i terreni carbonatici cretacei del Cervialto con quelli giurassici del Polveracchio, attraverso un notevole rigetto. Il blocco del Marzano-Ogna presenta i bordi settentrionale e meridionale delimitati da faglie dirette ad andamento NW-SE. Il margine occidentale del massiccio è dato da due lineamenti con orientazione N25° dislocati dalla fascia di taglio Valva-Ricigliano che decorre con andamento N110°-120° e separa il Monte Marzano dal Monte Ogna non denunciando un grande rigetto verticale. La valle bordata dalle faglie prima descritte presenta una forma "grosso modo" trapezoidale, con il lato maggiore verso sud. Nella parte bassa emergono, come detto, gli spuntori carbonatici di Oliveto Citra e Bagni di Contursi: la buona identità strutturale che si nota dal confronto dei diagrammi relativi alla fratturazione della stazione 5 (O. Citra) con quelli cumulativi della destra e della sinistra orografica porta ad escludere un'interpretazione degli affioramenti carbonatici di Oliveto Citra e Bagni di Contursi come blocchi olistolitici. Tale considerazione viene supportata anche da dati idrogeologici (grosse portate delle sorgenti situate alla base degli spuntori e alimentate dal M. Polveracchio, cfr. CELICO *et al.*, 1979). Il massimo assoluto del diagramma di densità relativo alla stazione di Oliveto coincide inoltre con faglie ad andamento N110°-120° che mostrano componenti di movimento trascorrente sinistro.

L'osservazione dei dati collezionati mostra numerosi sets di discontinuità tettoniche ordinati in patterns di orientazione ben definiti. La presenza di più andamenti non è in sé elemento diagnostico di una tettonica recente polifasata - che pure si evince da altre considerazioni - in quanto tutti i sistemi osservati possono essere prodotti in regime trascorrente. Per quanto concerne sia i morfolineamenti che le faglie minori e i sistemi di joints si osserva dalla sola configurazione spaziale un campo deformativo ottenibile teoricamente con una shear principale orizzontale sinistro orientato all'incirca N110°-120°. Questo è in accordo con quanto osservato a scala maggiore in foto aeree e in immagini da satellite (Landsat). Per quanto attiene ai dati meso-strutturali, le faglie con andamento N110°-120° mostrano chiaramente una cinematica di faglie a scivolamento obliquo con una forte componente orizzontale di strike-slip sinistro. Infine la configurazione azimutale relativa al totale dei dati delle faglie minori suggerisce, data la presenza di faglie dirette o verticali estensionali nei quadranti nord-orientali, una cinematica in accordo con un campo deformativo generato da trascorrenza sinistra ad andamento appenninico.

L'associazione strutturale fragile legata a regimi trascorrenti, secondo i modelli teorici e sperimentali ricorrenti che trovano ampio riscontro in situazioni geologiche reali, è caratterizzata dalle strutture di secondo ordine riportate in Fig. 11.

Nel caso di studio, la disposizione spaziale delle strutture della deformazione fragile è sintetizzabile nel modo seguente:

— il trend N110°-120°, caratterizzato da cinematica

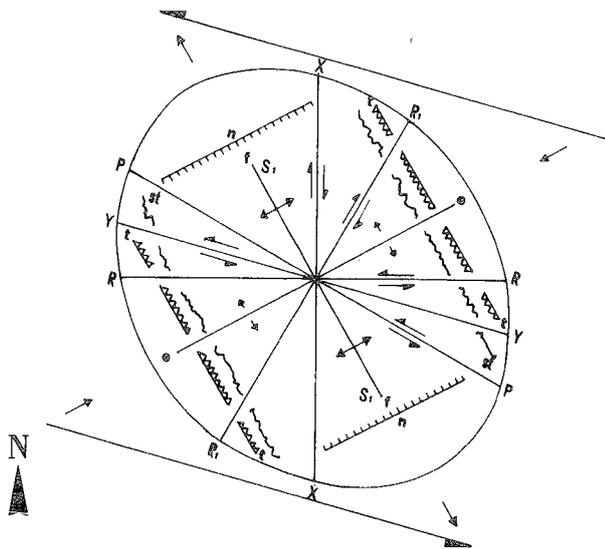


Fig. 11 - Campo deformativo generato da tettonica trascorrente (da Hancock, 1985; modificato), disposto secondo *master faults* orientate N110°-120° (per la spiegazione vedi testo).

trascorrente sinistra, rappresenta l'andamento della zona di taglio principale e le faglie minori ricoprono le fratture di tipo Y.

— Il sistema antiappenninico rappresentato dal piano verticale medio N45°, denunciante una cinematica estensionale, risulta parallelo alle fratture estensionali previste dal modello.

— Il piano medio ad andamento N25°, ben individuato nei diversi diagrammi, dovrebbe rappresentare teoricamente le fratture *antiriedel* (R') con cinematica trascorrente destra. Anche se in realtà tali piani non mostrano sempre delle chiare evidenze di trascorrenza destra, il *trend* ricalca perfettamente l'andamento del bordo occidentale della valle e sembra giocare un ruolo fondamentale come discontinuità lungo la quale si è aperto il bacino.

— L'andamento E-W, ampiamente rappresentato nei diagrammi, dovrebbe corrispondere in teoria alle fratture riedel con cinematica trascorrente sinistra. In realtà si osserva che i piani di faglia con direzione intorno ad E-W coprono un *range* di inclinazioni dal basso all'alto angolo; quelli immergenti verso sud caratterizzano la struttura del Cervialto-Polveracchio mentre i piani immergenti verso nord caratterizzano il blocco del Marzano-Ogna. Sui primi si rinvencono evidenze di movimenti obliqui con componente trascorrente sinistra mentre i secondi sembrano sistemi di fagliamento diretto. I sistemi E-W con immersione verso sud possono coerentemente inquadrarsi in una trascorrenza sinistra secondo direttrici appenniniche, dove rappresenterebbero strutture di accomodamento con probabile geometria listrica. I sistemi "tirrenici" immergenti a nord potrebbero invece rappresentare una riattivazione di precedenti strutture a carattere trascorrente, durante le fasi estensionali ad asse NE-SW in seguito descritte.

Dal confronto tra i dati a disposizione relativi a mesofaglie e *joints* si può ragionevolmente escludere che i piani E-W rappresentino una dispersione intorno a piani verticali legata al *tilting* in senso opposto dei blocchi in destra e sinistra orografica. In altre parole, gli elementi "tirrenici" della deformazione fragile studiata, soprattutto relativamente ai sistemi di frattura,

risultano post-datati rispetto alla maggior parte delle vicende tettoniche ricostruite e rappresentano probabilmente, almeno in parte, uno degli eventi più recenti.

Le faglie ad andamento meridiano, che nello schema di una *wrench tectonics* con direzione di taglio principale orientata all'incirca N110°-120° dovrebbero risultare delle trascorrenti destre, verificano solo in parte le previsioni teoriche. Si notano infatti sui piani, comunque ad alto angolo, movimenti con sicura componente trascorrente ma di dubbia interpretazione cinematica. Considerazioni geologiche di più ampio respiro (D'ARGENIO, 1966; PATACCA & SCANDONE, 1989; TURCO *et al.*, 1990; KNOTT & TURCO, 1991) permettono comunque di interpretare i sistemi meridiani come originariamente trascorrenti destri. Gli stessi sistemi sarebbero stati successivamente riattivati come sinistri in un altro regime deformativo.

La sovrapposizione dei sistemi di faglie minori e *joints*, relativamente agli andamenti N25° e N45° (sia per la destra che per la sinistra orografica), ne denuncia chiaramente il carattere estensionale. Quest'ultimo, così come la modesta componente trascorrente di queste strutture, ben si inquadra, come detto, in una tettonica di *strike-slip* con *master faults* appenniniche.

I dati esaminati, tuttavia, suggeriscono anche la registrazione di eventi tettonici essenzialmente verticali, con estensione ad asse NE-SW e sollevamento relativo dei blocchi che pertanto attiverebbero i sistemi N110°-120° essenzialmente come faglie dirette. Questo è testimoniato dalla configurazione spaziale dei sistemi di *joints* di entrambi i blocchi in destra e sinistra orografica e sembrerebbe rappresentare l'ultimo evento deformativo. Gli indicatori cinematici più recenti, rappresentati in genere da fibre di accrescimento in calcite secondo immersione sovrapposte a precedenti strie meccaniche oblique, indicano che le linee trascorrenti appenniniche sono state riattivate come faglie dirette. Quest'ultimo evento deformativo, denunciato dai piani medi di fratture ad andamento N115°, interpretabili come sistemi ibridi a piccolo angolo di coniugazione bisecato da piani estensionali, avrebbe inoltre riattivato i sistemi N-S con movimento trascorrente sinistro. Ciò chiarisce l'inversione di movimento rilevata sui piani di faglia con tale direzione.

MODELLO CINEMATICO E SCANSIONE TEMPORALE DELLE FASI DEFORMATIVE

I bacini di *pull-apart* hanno in pianta una geometria rombocasmica e sono generati da estensione locale in regime trascorrente, grazie all'interazione tra diversi sistemi di faglie o quando la *wrench fault* è irregolare o articolata da riseghe (*step-over*). I bacini triangolari si aprono invece in seguito a rotazione e fagliamento di blocchi rigidi, generalmente in regime trascorrente. Entrambi i modelli possono essere ragionevolmente presi in considerazione ed integrati per spiegare la genesi del basso strutturale dell'alta valle del Fiume Sele.

Sulla base dei dati analizzati, del confronto con quelli noti in letteratura (CELO *et al.*, 1981; BRANCACCIO *et al.*, 1987; CAPALDI *et al.*, 1988; COPPOLA & PESCATORE, 1989; RUSSO, 1990) e di considerazioni geologiche di più ampio respiro (D'ARGENIO, 1966; PATACCA & SCANDONE, 1989; SARTORI, 1990; BRANCACCIO *et al.*, 1991; KNOTT & TURCO, 1991), è dunque pos-

sibile proporre un modello cinematico ed una scansione temporale degli eventi responsabili della genesi e dell'evoluzione strutturale della depressione tettonica.

Prima del Pliocene inferiore-medio, con tutta probabilità durante una fase tettonogenetica di avanzamento e smembramento dei fronti di accavallamento nord-vergenti, si realizza l'accostamento tettonico del blocco Marzano-Ogna al Cervialto-Polveracchio, lungo una faglia trascorrente destra ad andamento meridiano (linea dell'Alto Sele; D'ARGENIO, 1966).

In seguito a sollevamenti differenziali in regime contrazionale che portano all'emersione il blocco dell'attuale Marzano-Ogna, ha luogo una fase erosionale responsabile dello smantellamento delle coperture flyschoidi e sicilidi sui terreni carbonatici mesozoici di questo settore.

Mentre le falde continuano a traslare nelle zone più esterne della catena, al confine con il blocco del Marzano-Ogna - che nel frattempo era tornato sotto il livello del mare, come dimostrano piccoli lembi di terreni pliocenici a tetto dei carbonati cretatici - si individua embrionalmente la depressione che ospiterà il bacino dell'Alto Sele, probabilmente in relazione all'inizio delle fasi di ristrutturazione della catena sudappenninica in regime trascorrente (Pliocene sup. ?). Le *master faults*, almeno nelle coperture, sono rappresentate da linee appenniniche (N110°-120°) trascorrenti sinistre. Compatibilmente con questo senso di *shear* si genera un campo deformativo caratterizzato dai seguenti elementi di secondo ordine: faglie meridiane trascorrenti destre, faglie con orientazione N25° a carattere transtensivo (dirette con componente di movimento orizzontale destro), faglie dirette e fratture estensionali con orientazione N45°, subordinatamente faglie minori trascorrenti sinistre con la stessa orientazione della *shear zone* e faglie con *trend* E-W, sintetiche rispetto alle precedenti e quindi con la stessa cinematica.

Un tale assetto strutturale porta nel Pliocene superiore al sollevamento del blocco del Marzano-Ogna come *pressure ridge* (struttura di sollevamento in regime trascorrente) e alla sua scomposizione e dislocazione secondo linee N110°-120° trascorrenti sinistre che provocano la penecontemporanea individuazione embrionale di un bacino "ibrido" (*pull-apart* - triangolare) il cui elemento di svincolo a occidente è rappresentato da una faglia diretta con modesta componente trascorrente destra orientata N25° (Fig. 12B).

Nel Pleistocene inferiore la rotazione differenziale ed il sollevamento "obliquo" dei blocchi in destra e sinistra orografica porta all'allargamento e ad una migliore definizione della forma triangolare del bacino dell'Alto Sele (Fig. 12C). Nello stesso periodo sono riattivate le faglie dei quadranti nord-orientali, sostanzialmente come strutture estensionali, e vengono probabilmente generate (o riattivate) faglie ad andamento tirrenico (E-W) a geometria listrica con una cinematica di transtensione sinistra.

In tale contesto di tettonica trascorrente i blocchi di Oliveto Citra e Bagni di Contursi, e probabilmente anche il rilievo carbonatico a nord di Muro Lucano, rappresenterebbero dei cunei di espulsione (*push-up*) lungo le *master faults* trascorrenti appenniniche che bordano il massiccio del Marzano-Ogna.

Al debutto del Pleistocene medio si assiste ad un generale sollevamento dei blocchi in un campo estensionale con asse NE-SW, con produzione di sistemi coniugati di fratture ad alto angolo ed andamento appen-

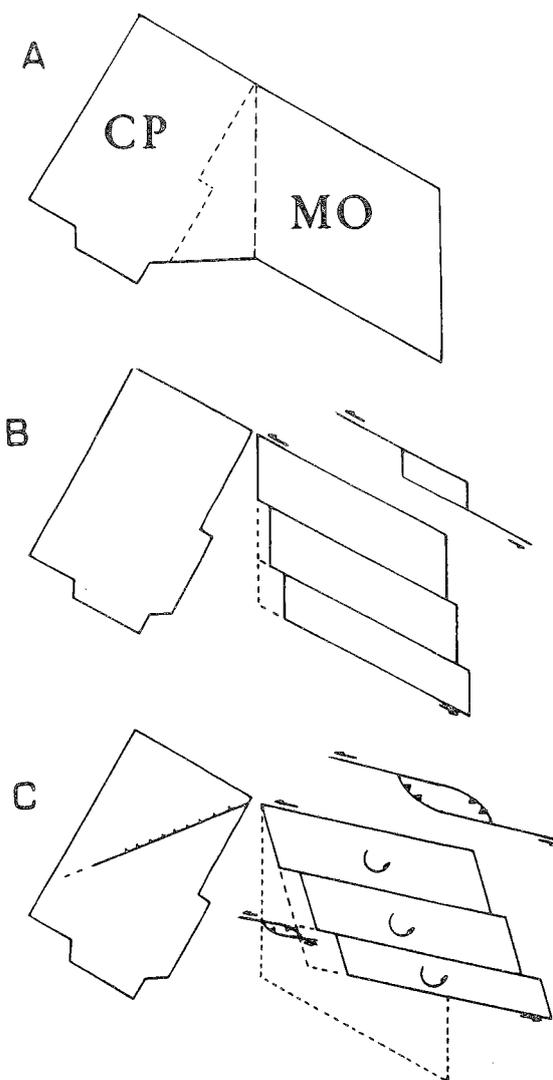


Fig. 12 - Stadi dell'evoluzione cinematica relativi alla fase trascorrente (CP = blocco del Cervialto-Polveracchio; MO = blocco del Marzano-Ogna).

ninico e riattivazione delle faglie meridiane ed antiappenniniche come *transfer faults* sinistre.

L'evoluzione strutturale del bacino della valle del Sele viene riassunta nello schema di tabella 1.

Gli stadi 1, 2 e 3 dello schema presentato in questo scritto dovrebbero *grosso modo* coincidere con le fasi neotettoniche discriminate per i Monti Picentini da CAPALDI *et al.* (1988). Lo stadio zero del modello esposto coincide invece, almeno in termini cinematici, con la dislocazione secondo linee meridiane dei corpi carbonatici di piattaforma dimostrata per primo da D'ARGENIO (1966). L'Autore tuttavia ipotizza una genesi paleotettonica per alcune di queste linee, pure ammettendo una maggiore quantità di spostamento in tempi geologici più recenti. Il terzo stadio dovrebbe in buona sostanza corrispondere alla fase estensionale enfatizzata per tale area da COPPOLA & PESCATORE (1989).

Il tentativo di inquadrare tutti i dati a disposizione in un modello cinematico è stato reso arduo soprattutto dalla mancanza di sicuri elementi datanti la scan-

Tab. 1 - Schema riassuntivo dell'evoluzione tettonica dell'area dell'alta valle Sele.

Regimi tettonici	Stadi delformativi	Età	EVOLUZIONE CINEMATICA
Fase Tettonogenetica	0	Prima del Pliocene inf. - medio	Accostamento laterale dei blocchi del Cervialto-Polveracchio e Marzano-Ogna lungo una faglia meridiana trascorrente destra
Fase Trascorrente	1	Pliocene superiore	Sollevamento ("espulsione") del blocco del Marzano-Ogna come <i>pressure ridge</i> confinato da linee appenniniche sinistre e meridiane destre; individuazione embrionale di un bacino "ibrido" (<i>pull-apart</i> - triangolare) svincolato da una faglia diretta a modesta componente trascorrente destra orientata all'incirca N25E
	2	Pleistocene inferiore	Rotazione differenziale e sollevamento "obliquo" dei blocchi, con allargamento e migliore definizione della forma triangolare del bacino; riattivazione delle linee antiappenniniche come faglie dirette e generazione (o riattivazione) delle faglie "tirreniche" (EW) a geometria listrica e cinematica di transensione sinistra
Fase Estensionale	3	Pleistocene medio	Estensione in direzione NE-SW e sollevamento in toto dei blocchi, con riattivazione delle faglie meridiane e antiappenniniche come <i>transfer faults</i> sinistre

sione temporale delle fasi deformative, anche se la cronologia relativa delle strutture fragili rilevate dovrebbe essere considerata soddisfacente. Il rilevamento strutturale in terreni recenti dovrebbe comunque consentire la verifica della successione di eventi tettonici quaternari proposta nel modello.

BIBLIOGRAFIA

ALEXANDER D. & COPPOLA L. (1989) - *Structural Geology and the Dissection of Alluvial Fan Sediments by Mass Movement: An Example from the Southern Italian Apennines*. *Geomorphology*, **2**, 341-361.

AYDIN A. & NUR A. (1982) - *Evolution of pull-apart basins and their scale independence*. *Tectonics*, **1**, 91-105.

BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino Meridionale*. 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento.

BRAVI S. & SCHIATTARELLA M. (1986) - *Segnalazione di livelli ittiolitici eocenici a Cyclopoma gigas AGASSIZ ai Monti Alburni (Appennino campano)*. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **95**, 255-279.

BRAVI S. & SCHIATTARELLA M. (1988) - *Stratigrafia dei livelli ittiolitici eocenici dei Monti Alburni (Appennino campano)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 587-591.

BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I. (1987) - *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **10**, 47-55.

BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl-Bd. **82**, 47-58.

CAPALDI G., CINQUE A. & ROMANO P. (1988) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini Meridionali (Campania, Appennino meridionale)*. *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, Suppl. **I**, 207-222.

CELICO P. & CIVITA M. (1976) - *Sulla tettonica del massiccio del Cer-*

vialto (Campania) e le implicazioni idrogeologiche ad esso connesse. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **85**, 555-580.

CELICO P., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R., STANZIO-NE D. & ZENONE F. (1979) - *La composizione chimica e isotopica delle acque sotterranee dell'alta valle del F. Sele in relazione all'idrodinamica delle falde*. *Mem. Not. Ist. Geol. Appl. in Napoli*, **15**.

CELLO G., TORTORICI L. & TURCO E. (1981) - *Analisi mesostrutturale dei depositi conglomeratici della bassa valle del F. Sele (Salerno)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **4**, 113-116.

CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1992) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. *Proc. Int. School on Solid Earth Geophysics: "Modes of crustal deformation from the brittle upper crust through detachments to the ductile lower crust"*, Erice (TP), in stampa.

COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le Unità Iripine nell'area a nord di Monte Marzano, Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 607-654.

COPPOLA L. & PESCATORE T. (1989) - *Lineamenti di neotettonica dei Monti Terminio-Tuoro, Cervialto e Marzano (Appennino meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**, 105-119.

D'ARGENIO B. (1966) - *Zone isopiche e faglie trascorrenti dell'Appennino centro-meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **5**, 279-299.

D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania, Lucania)*. *Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. *Acc. Naz. Lincei, Quaderno* **183**, 49-72.

ENGELDER J.T. (1974) - *Cataclasis and the generation of fault gouge*. *Boll. Geol. Soc. Am.*, **85**, 1515-1522.

GUZZETTA G. (1966) - *A Rapid Procedure for the Preparation of Density Diagrams Using the Lambert Equal-area Projection according to the Schmidt's Grid Method*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **85**, 671-674.

GUZZETTA G. (1984) - *Kinematics of stylolite formation and physics of the pressure-solution processes*. *Tectonophysics*, **101**, 383-394.

HANCOCK P.L. (1985) - *Brittle microtectonics: principles and practice*. *J. Struct. Geol.*, **7**, 437-457.

INCORONATO A., NARDI G., ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1985) - *The Plio-Quaternary Bagnoli Iripino-Calaggio Torrent strike slip fault, Campania-Lucania (Southern Apennines)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 399-404.

KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy*. *Tectonics*, **10**, 1164-1172.

KOHLBEK F. & SCHEIDEGGER A. E. (1977) - *On the theory of the evaluation of joint orientation measurements*. *Rock Mech.*, **9**, 9-25.

MARINI M. & ANDRI E. (1966) - *Lembi paleocenici ed eocenici nel Cilento settentrionale (Salerno)*. *Atti Ist. Geol. Univ. di Genova*, **4**, 181-201.

ORTOLANI F. (1974) - *Faglia trascorrente pliocenica nell'Appennino campano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **93**, 609-622.

ORTOLANI F. (1975) - *Assetto strutturale dei Monti Picentini, della Valle del Sele e del Gruppo di Monte Marzano-Monte Ogna (Appennino meridionale)*. *Implicazioni idrogeologiche*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 209-230.

ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R.M. (1992) - *Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. *IGCP N° 276, Newsletter*, **5**, 413-419.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (Eds.) "The lithosphere in Italy". *Advances in Earth Science Research*. *It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr.*, Mid-term Conf. (Rome, 1987), *Atti Conv. Acc. Naz. dei Lincei*, **80**, 157-176.

PESCATORE T. (1965) - *Le facies di transizione nel Gruppo del M.te Marzano*. *Boll. Soc. Natur.*, Napoli, **74**, 149-158.

PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del Bacino Iripino (Italia meridionale) durante il Miocene*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 783-805.

POLLARD D.D. & AYDIN A. (1988) - *Progress in understanding jointing over the past century*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1181-1204.

RUSSO F. (1990) - *I sedimenti quaternari della Piana del Sele*. *Studio*

- geologico e geomorfologico*. Tesi di Dottorato. Pubbl. Dip. Sc. Terra, Univ. Napoli "Federico II", 168 pp.
- SANDERSON D.J. & MARCHINI W.R.D. (1984) - *Transpression*. J. Struct. Geol., 6, 449-458.
- SANTO A. (1988) - *Ricerche sul Terziario dei M. ti Alburni*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, vol. A, 481-485.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of perityrrhenian areas*. In: Kastens K.A., Mascle J. et al. "Proc. ODP, Scientific Results", 107, 715-730.
- SCORZIELLO R. & SGROSSO I. (1965) - *Segnalazione di Crostacei Decapodi nel Paleocene di M. Vesole (Salerno)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 74, 3-5.
- SELLI R. (1958) - *Sulla trasgressione del Miocene in Italia meridionale*. Giorn. Geol., s.2, 26, 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-789.
- SGROSSO I. (1968) - *Note biostratigrafiche sul M. Vesole (Cilento)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 77, 159-180.
- SYLVESTER A.G. (1988) - *Strike-slip faults*. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1666-1703.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 519-529.

