

**L'ETA' DELLA TETTONICA TRASCORRENTE NELL'APPENNINO CAMPANO:
IL CONTRIBUTO DELL'ANALISI GEOMORFOLOGICA**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 41
ABSTRACT	" 41
PREMESSA	" 41
LA TETTONICA TRASCORRENTE NELL'APPENNINO CAMPANO-LUCANO	" 41
<i>Rassegna delle conoscenze</i>	" 42
L'APPROCCIO GEOMORFOLOGICO-STRUTTURALE ALLA TETTONICA TRASCORRENTE	" 43
INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO	" 44
RISULTATI DELL'ANALISI GEOMORFOLOGICA NELL'AREA DI STUDIO	" 45
<i>L'analisi delle morfostrutture</i>	" 45
<i>L'analisi delle paleosuperfici</i>	" 47
<i>L'analisi delle morfologie fluviali</i>	" 50
CONCLUSIONI	" 50
BIBLIOGRAFIA	" 52

RIASSUNTO

In questo lavoro viene proposto l'utilizzo, del metodo geomorfologico come contributo alla caratterizzazione della tettonica trascorrente, sia per la individuazione di vincoli cronologici che per la valutazione dell'entità dei rigetti. Esso rappresenta un più generale contributo metodologico all'analisi geomorfologica applicata a contesti interessati da tettonica trascorrente.

Vengono poi esposti i risultati dell'applicazione dell'analisi geomorfologica ai problemi sopra esposti, ottenuti nella porzione di Appennino campano compresa tra il Cilento ed il Vallo di Diano.

ABSTRACT

Geomorphic analysis has been used in this study for chronologically constraining non-active strike-slip tectonics, at the same time as for evaluating the amount of its horizontal displacement. The present study has been carried out in an area located in the campanian segment of the Apennines chain affected by left-lateral strike-slip tectonics along WNW-ESE trending faults.

Since the "classical" striking geomorphic evidences of strike-slip faulting are lacking in the study area, we had to find out a more original methodological approach better fitting the litho-structural and morphodynamic setting of the area. Our geomorphic approach is presented in this paper as a more general methodological proposal.

By means of geomorphic analysis we succeeded in finding out that: i - several strike-slip faults follow one another in the area, at distances of hundreds to thousands meters; ii - an important left-lateral strike-slip activity phase took place in Pliocene time; iii: on faults where we could measure them, the offsets could be estimated in hundreds of meters;

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

iiii - a second phase of strike-slip motion on the same faults as the previous one has been recognized in the northern sector of the study area, which took place during a poorly constrained time interval, but more probably during Lower Pleistocene time.

PAROLE CHIAVE: Geomorfologia strutturale, Tettonica trascorrente, Plio-Pleistocene, Appennino campano.

KEY WORDS: Tectonic geomorphology, Strike-slip tectonics, Plio-Pleistocene, Campanian Apennines.

PREMESSA

Con le recenti ricerche volte a caratterizzare l'evoluzione tettonica dell'orogene sud-appenninico, è stata riconosciuta, tra gli eventi deformativi più recenti, l'attività trascorrente sinistra associata a faglie ad alto angolo aventi direzione appenninica. Fino a questo momento, tuttavia, sono stati forniti pochi dati circa l'esatta età di inizio, la durata e l'articolazione dei movimenti trascorrenti, come pure circa i rapporti tra questi ultimi e la strutturazione compressiva dell'edificio a falde e con la frammentazione verticale dello stesso. Restano ancora da definire, inoltre, l'entità degli spostamenti orizzontali verificatisi lungo le singole faglie ed il loro effetto cumulativo alla scala regionale.

Il presente lavoro si propone di contribuire all'inquadramento cronologico ed alla quantificazione dei movimenti prodotti con le deformazioni più recenti, e quelle trascorrenti in particolare, attraverso un approccio di tipo geomorfologico e morfostrutturale. In tal senso, esso vuole anche rappresentare un contributo metodologico all'analisi geomorfologica applicata a contesti interessati da tettonica trascorrente, suggerendo spunti per la ricerca di *marker* geomorfologici originali, aderenti al quadro geologico e geomorfologico regionale.

In questa sede vengono presentati i risultati ottenuti nell'area compresa tra il Cilento ed il Vallo di Diano (Fig. 1).

LA TETTONICA TRASCORRENTE NELL'APPENNINO CAMPANO-LUCANO

Numerosi studi a carattere strutturale condotti nell'Appennino meridionale hanno posto in evidenza che uno sciame di faglie trascorrenti ed oblique sinistre con direzioni comprese tra WNW-ESE e NW-SE attraversa le zone interne e assiali dell'orogene sudappenninico, dove è riconoscibile, verso nord, fino dai rilievi bordieri della Piana Campana, divenendo più evidente dal Cilento fino alla linea del Pollino.



Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata.

Nei settori interno ed assiale dell'Appennino campano-lucano, l'attività delle faglie trascorrenti appare post-datata le grandi fasi di strutturazione compressiva (TURCO *et alii*, 1991; ASCIONE *et alii*, 1992a; BERARDI *et alii*, 1994) e, in qualche caso, interessa anche terreni pleistocenici. Tuttavia, il fatto che questi stessi settori (ad eccezione del tratto costiero tirrenico) siano contraddistinti, in generale, dall'assenza di depositi marini più recenti del Messiniano (solo in aree limitate affiorano formazioni plioceniche) e che solo in rari casi i depositi quaternari siano datati, costituisce un limite alla scansione cronologica degli eventi di fagliazione più recenti. Ciò ha comportato che i vari Autori che hanno affrontato il problema della tettonica trascorrente, hanno proposto diverse valutazioni riguardo sia all'entità dei rigetti prodotti a livello locale e regionale, sia al tempo in cui essi si sarebbero realizzati e, di conseguenza, anche le interpretazioni proposte circa la cinematica e il significato geodinamico di questa fagliazione sono diverse.

Rassegna delle conoscenze

DEWEY *et alii* (1989) e KNOTT & TURCO (1991) interpretano la tettonica trascorrente sinistra lungo faglie orientate WNW-ESE come l'espressione, nella placca superiore del sistema di subduzione che coinvolge la Calabria, di una fascia di *shear* individuata in connessione all'avanzamento dell'arco calabro verso l'avanfossa ionica; secondo gli Autori la sua attività, iniziata con l'apertura del Tirreno nel Tortoniano superiore (11 Ma), sarebbe perdurata fino al Pleistocene medio.

Secondo ZUPPETTA & SAVA (1992), la fagliazione trascorrente infrapleistocenica secondo lineamenti NW-SE che interessa i *Conglomerati di Eboli* (affioranti nella Piana del Sele) ed i Monti Picentini, sarebbe il riflesso della migrazione (iniziata nel Pliocene superiore) dell'arco calabro-peloritano verso SE.

In CINQUE *et alii* (1993) viene ipotizzato che la fascia di *shear* sinistro lungo faglie a direzione WNW-ESE che può essere seguita dal Cilento al Pollino, si

sia originata nel Siciliano a causa dell'arretramento flessurale differenziale tra le aree apula e ionica e che essa rappresenti l'espressione superficiale di uno "strappo" litosferico; viene anche messo in evidenza che, lungo il margine tirrenico dell'Appennino, alla trascorrenza si assocerebbe spesso *block-faulting rotation* lungo assi verticali.

CATALANO *et alii* (1993) propongono che le faglie trascorrenti sinistre dell'Appennino lucano siano l'espressione superficiale di una fascia di *shear* transpressivo crostale, situata al limite tra il blocco apulo e la catena appenninica e originatasi (dopo la cessazione del *thrusting* nell'area) nel Pleistocene medio.

Secondo TURCO & MALITO (1988), lo *shear* sinistro lungo le faglie WNW-ESE, che avrebbe prodotto rigetti cumulativi di alcune decine di chilometri, sarebbe stato accompagnato da rotazione di blocchi. Quest'ultima avrebbe provocato, nel Pleistocene medio, l'apertura dei bacini intermontani del Vallo di Diano e dell'Alta val d'Agri. In TURCO *et alii* (1991) gli Autori sostengono che la rotazione in senso antiorario dei blocchi, in accordo con il senso di *shear* sinistro, insieme con fenomeni di *step-over*, possa giustificare la formazione dei bacini intracatena di Sant'Arcangelo, Val d'Agri, Vallo di Diano e Mercure. Gli Autori sostengono inoltre che l'impostazione precoce dei più grandi tra questi bacini è compatibile con l'ipotesi di una deformazione continua lungo l'intero tratto di catena, laddove i bacini più piccoli si sarebbero impostati solo nell'ultima fase di estensione.

In un nostro lavoro precedente (ASCIONE *et alii*, 1992b), è stato messo in evidenza che alle faglie trascorrenti sinistre, che con direzione WNW-ESE tagliano pervasivamente il massiccio del M. Alburno, si associano rigetti verticali importanti (fino al migliaio di metri) insieme ad un corteo di deformazioni costituito da pieghe, fratture *en-echelon*, limitati accavallamenti, faglie distensive e strutture a fiore positive e negative superficiali. In questo stesso lavoro si evidenzia che un'importante tettonica trascorrente si è realizzata prima della deposizione dell'Unità di Auletta (ovvero prima del Pliocene superiore). In ASCIONE *et alii* (1992a) vengono distinte due fasi di attività trascorrente lungo le faglie WNW-ESE, la prima occorsa prima o durante il modellamento dei paesaggi erosionali pliocenici e precedente all'impostazione della depressione del Vallo di Diano; la seconda fase avrebbe prodotto rigetti di minore entità dislocando anche i depositi lacustri pleistocenici ospitati da questa depressione.

Recentemente, BERARDI *et alii* (1994) hanno messo in luce nella dorsale del M. Alburno e nei rilievi circostanti, che fasce di deformazione trascorrente orientate WNW-ESE hanno prodotto importanti deformazioni, con associazioni di strutture distensive, plicative, di *push-up* e *flower* tutte inquadrate in un unico evento deformativo (che può essere ricondotto a *block-faulting rotation*) successivo agli accavallamenti.

Va infine sottolineato che l'attività di faglie trascorrenti è stata riconosciuta anche in penisola sorrentina, il cui l'assetto è stato recentemente interpretato da CAPOTORTI & TOZZI (1993) come il prodotto di *block-faulting rotation* lungo faglie trascorrenti orientate NW-SE, avvenuto tra la fase finale degli accavallamenti appenninici (post-Tortoniano superiore - Messiniano) ed il Quaternario.

L'APPROCCIO GEOMORFOLOGICO-STRUTTURALE ALLA TETTONICA TRASCORRENTE

Le carenze conoscitive circa l'età e l'entità delle dislocazioni trascorrenti che hanno interessato l'Appennino campano sono riconducibili a due ordini di fattori. Il primo di essi è la scarsità di formazioni che suturano le faglie trascorrenti unita al fatto che, in molti casi, le formazioni e le strutture tettoniche che ne sono tagliate non sono più recenti del Miocene superiore. Il secondo è che le dislocazioni orizzontali sono difficili da isolare e quantificare a causa della elevata frammentarietà delle strutture dovuta alla sovrapposizione di fasi deformative diverse per tipo e per orientazione (HIPPOLYTE, 1992; HIPPOLYTE *et alii*, 1994). Vi è poi il problema più generale di distinguere all'interno degli *offset* laterali di *marker* geologici, quali siano dovuti a movimenti trascorrenti e quali siano "apparenti", ovvero dovuti alla dislocazione verticale di superfici (stratigrafiche o tettoniche) inclinate.

Oltre a ciò, la citata carenza di formazioni datate più recenti del Miocene superiore rende difficile discriminare in fasi o eventi le dislocazioni occorse dopo il Miocene superiore.

Al fine di contribuire al superamento di tali difficoltà, stiamo conducendo studi volti alla ricerca di *marker* geomorfologici di tipo "geometrico" (utili a stimare i rigetti) e cronologico (utili a stimare vincoli di età) ed al loro utilizzo nella ricostruzione e la scansione degli eventi tettonici occorsi prima e durante il modellamento della catena.

Attraverso la lettura del paesaggio è, infatti, possibile riconoscere elementi di esso che rivelino "anomalie" di origine tettonica per cui, una volta restaurato quello che doveva essere il loro originario andamento, diviene anche possibile valutare l'entità della dislocazione. Attraverso l'analisi geomorfologica è poi possibile ordinare cronologicamente le forme del paesaggio e, quindi, una volta definiti i rapporti cronologici tra le morfologie di diversa età e la tettonica (ad esempio quali forme sono tagliate e quali postdatano le dislocazioni) diviene anche possibile datare le deformazioni. Il vantaggio offerto da un'analisi di questo tipo è che essa può essere svolta con il solo ricorso alle forme del rilievo, che costituiscono l'unica registrazione disponibile dei diversi stadi evolutivi per le aree e gli intervalli cronologici che sono stati dominati dall'erosione.

Oltre alle evidenze geomorfologiche "classiche" citate nei molti lavori sul tema (per citarne alcuni, COTTON, 1958; KELLER *et alii*, 1982; SIEH & JAHNS, 1984; KELLER, 1986; SYLVESTER, 1988; GAUDEMER *et alii*, 1989; BROGAN *et alii*, 1991; vedi anche le relative bibliografie. Fig. 2) è opportuno che ciascuna nuova ricerca tenti caso per caso di individuare nuovi tipi di *marker* in base al contesto lito-strutturale e morfodinamico nel quale si opera. Ciò sia perché la letteratura al riguardo è piuttosto recente (e l'elenco di evidenze che essa ha fornito non può considerarsi quindi esaustivo del problema), sia perché la gran parte dei *marker* geomorfologici di trascorrenza finora descritti provengono da contesti nei quali la deformazione è ancora in corso o comunque molto recente. A ciò va aggiunto che anche i *marker* geomorfologici più collaudati vanno utilizzati in maniera non deterministica onde ovviare agli errori di interpretazione che possono nascere dai casi di convergenza morfologica.

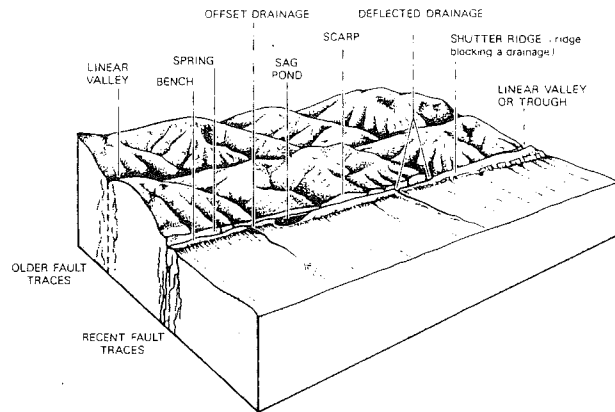


Fig. 2 - Associazione di evidenze morfologiche di tettonica trascorrente. Da KELLER (1986).

Ad esempio, l'analisi del reticolo idrografico può rivelare l'intervento della tettonica trascorrente nelle diversioni in senso orizzontale dei tracciati fluviali. Occorre però porre attenzione nel distinguere vere dislocazioni tettoniche dei tracciati (controllate attivamente dalla struttura), da quelle dovute a controllo passivo ovvero a diversioni compiute in susseguenza lungo la fascia cataclastica, maggiormente erodibile, spesso associata alla faglia. Va tenuto presente che lungo il medesimo lineamento attivo le dislocazioni di alcuni tracciati e le deviazioni in susseguenza di altri possono con ogni probabilità verificarsi allo stesso tempo. Se invece la trascorrenza non è più attiva, è possibile che le aste più antiche abbiano registrato dislocazione, mentre quelle più recenti potrebbero aver soltanto attraversato o seguito in susseguenza il lineamento non più attivo; per questo motivo, nel nostro studio abbiamo attribuito maggior valore (nella ricerca di indizi di trascorrenza) ai tracciati più antichi dell'intera area.

Per la datazione e la quantificazione dei movimenti trascorrenti, può essere utile l'analisi delle differenze nell'espressione morfologica di uno stesso lineamento allorché esso attraversa elementi morfologici di diversa età, quali i lembi di antichi paesaggi sospesi (che, per brevità, verranno di seguito citati come paleosuperfici). Almeno su paleosuperfici non perfettamente planari ma articolate da, sia pure dolci, rilievi e depressioni (caso, questo, che rappresenta la norma), la presenza di *offset* laterali di *marker* geomorfologici lineari quali creste e valli, può permettere di quantificare i rigetti occorsi dopo il modellamento di quella paleosuperficie. Le relazioni cronologiche tra modellamento e dislocazioni tettoniche vanno, tuttavia, attentamente vagliate attraverso l'analisi geomorfologica. La certezza che la dislocazione postdati la paleosuperficie, infatti, è subordinata al fatto che le forme dislocate lateralmente siano apparse durante o dopo il modellamento di quella paleosuperficie e che non siano, invece, relitti ereditati da paesaggi più antichi, nel qual caso i movimenti trascorrenti vanno ritenuti anteriori alla paleosuperficie considerata.

Una faglia trascorrente può generare scarpate se il movimento lungo essa è obliquo, ma anche, in particolari situazioni, nel caso di movimento puramente orizzontale. Ciò avviene nei casi in cui una faglia trascorrente disloca superfici morfologiche o strutturali inclinate, le cui direzioni non siano parallele alla direzione della faglia stessa (Fig. 3). L'analisi della matu-

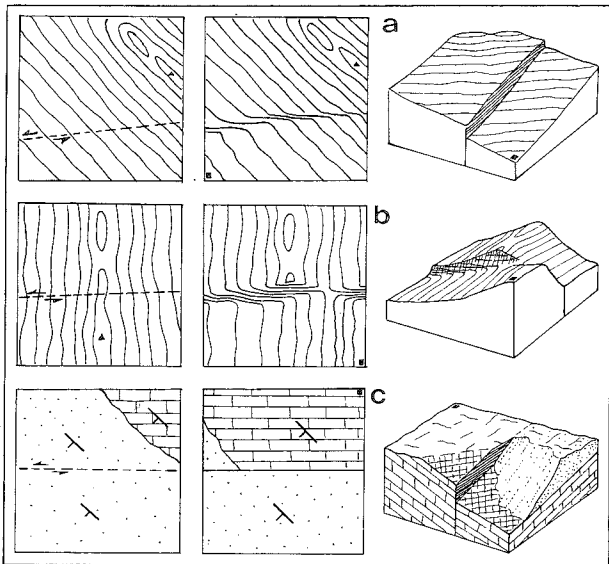


Fig. 3 - Possibili esempi di scarpate di faglia trascorrente originate da movimenti orizzontali puri. a - scarpata creata dalla dislocazione orizzontale di una superficie morfologica inclinata avente direzione diversa dallo strike della faglia trascorrente. b - scarpate opposte create dalla dislocazione orizzontale di una dorsale con asse di allungamento trasversale allo strike della faglia trascorrente. c - dislocazione orizzontale di una struttura inclinata senza iniziale creazione di scarpate (la superficie morfologica è orizzontale); la successiva asportazione del terreno meno resistente all'erosione esuma il piano di faglia dando luogo ad un *fault line scarp*.

rità di queste scarpate e dei loro rapporti con altri elementi datati del paesaggio può aiutare a inquadrare l'età della fagliazione trascorrente. Non altrettanto si può fare, tuttavia, qualora la scarpata presente lungo la trascorrente sia dovuta a fasi di attivazione con movimento verticale (*dip slip*) anteriori o successive a quelle orizzontali.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO

L'area oggetto del presente lavoro è il settore di Appennino campano compreso tra il Cilento e la depressione del Vallo di Diano, fortemente articolato al suo interno sia sotto il profilo geologico-strutturale che sotto quello geomorfologico. Questo settore costituisce nell'insieme un alto morfostrutturale espresso dai rilievi carbonatici dei monti Alburno, Cocuzzo delle Puglie, Motola e dal gruppo del M. Cervati, dalla dorsale M. Soprano - M. Chianello - M. Vesole e dal M. Sottano, cui si interpongono aree relativamente più depresse entro le quali affiorano unità terrigene riferibili alle coltri interne e a formazioni sinorogene mioceniche (Fig. 4).

L'area di studio è delimitata da depressioni strutturali tra le più importanti dell'Appennino campano-lucano, rappresentate dal Vallo di Diano ad est, dalla Valle del Tanagro a nord-est, dall'ampia piana peritirrenica del fiume Sele a nord-ovest.

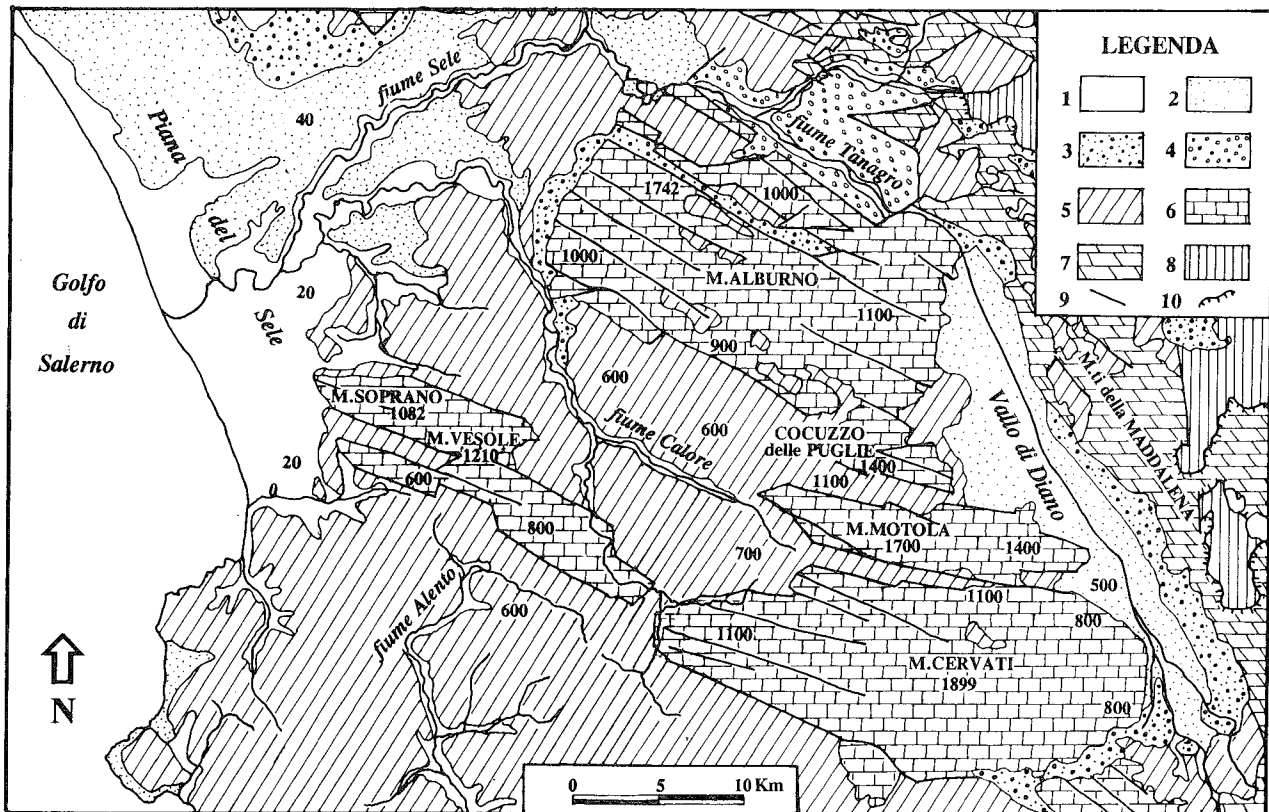


Fig. 4 - Schema geologico dell'area studiata (ubicazione in Fig. 1): 1 - Depositi di ambiente costiero e fluviale; Pleistocene sup. - Olocene. 2 - Depositi lacustri; depositi alluvionali di pianura e conoide; Pleistocene medio. 3 - Depositi lacustri e conglomerati di conoide; falde detritiche; Pleistocene inferiore. 4 - Depositi marini e continentali; Pliocene. 5 - Successioni terrigene indifferenziate (*flysch* miocenici e coltri di provenienza interna). 6 - Successioni carbonatiche mesozoico - terziarie in facies di retroscogliera. 7 - Successioni carbonatiche mesozoico - terziarie in facies di transizione. 8 - Successioni mesozoico - terziarie in facies di bacino (Unità lagonegresi). 9 - Faglie dirette e trascorrenti. 10 - Sovrascorrimenti.

Nei rilievi carbonatici citati sono estesamente rappresentati i termini cretaci e paleogenici dell'unità carbonatica di piattaforma nota in letteratura come Unità Alburno - Cervati (D'ARGENIO *et alii*, 1973; BONARDI *et alii*, 1988). Su questi termini poggiano in trasgressione calcareniti del Burdigaliano che passano ad arenarie di avanfossa distale di età Langhiano - Tortoniano, ricoperte in discordanza da depositi di avanfossa prossimale di età fine Tortoniano - Messiniano (*Formazione di Castelvetere*; SANTO, 1988; PATACCA *et alii*, 1993).

Le assise carbonatiche sono poste a contatto, lungo faglie ad alto angolo aventi direzioni intorno a WNW-ESE, con le successioni terrigene della *Formazione di Castelvetere* e delle coltri di provenienza interna. Le formazioni di provenienza interna affioranti nell'area sono riferibili alla falda delle Unità Sicilidi (OGNIBEN, 1969) e alle coltri liguridi con il sovrastante *Flysch del Cilento* (AMORE *et alii*, 1988).

In tutta l'area di studio sono assenti terreni di età pliocenica e gli unici depositi affioranti più recenti del Messiniano sono dati dai conglomerati fluviali medio-pleistocenici affioranti nella valle del F. Calore e da varie generazioni di breccie di versante, purtroppo non datate, nonché da depositi morenici wurmiani (affioranti solo sul M. Cervati), poco significativi ai fini del presente studio perché troppo recenti. La generale scarsità di depositi plio-quadernari, che sono invece presenti nelle limitrofe depressioni della Piana del Sele, del Vallo di Diano e della valle del Tanagro testimonia che l'area studiata è un alto morfologico individuatosi fino dal Pliocene.

Ciò è, tra l'altro, confermato dal fatto che nella Valle del Tanagro i *Conglomerati di Auletta*, sedimentati tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (ASCIONE *et alii*, 1992b), si interdigitano a conglomerati a clasti carbonatici riferibili a conoidi alimentate da torrenti che incidevano il versante sud-occidentale dell'Alburno e la dorsale del M. Forloso.

Lungo il margine orientale dell'area, depositi continentali quadernari in facies lacustre affiorano nel Vallo di Diano. In particolare, Santangelo (1991) ha distinto due cicli deposizionali dei quali il primo è ascrivito al Pleistocene inferiore-medio ed il secondo al Pleistocene medio. Secondo l'Autrice la sedimentazione del primo ciclo è stata interrotta da una fase tettonica che ne ha sollevato i depositi lungo il bordo orientale e nell'area meridionale del bacino stesso; questa stessa tettonica avrebbe delineato il perimetro del bacino nel quale è avvenuta la sedimentazione del secondo ciclo, interamente sepolto nella piana attuale.

La depressione peritirrenica Golfo di Salerno - Piana del Sele, per quanto già abbozzata forse fino dal Messiniano, ha registrato importanti fasi di subsidenza a partire nel Pleistocene inferiore e per tutto il Pleistocene medio (IPPOLITO *et alii*, 1973; AMATO *et alii*, 1991). Queste sono state risentite all'interno dell'area studiata in forma di ondate di erosione regressiva che hanno prodotto lo smantellamento di potenti volumi di unità terrigene (attualmente conservate solo nei settori relativamente depressi dell'area) e l'escavazione di valli che confluiscono in quella ampia del F. Calore.

RISULTATI DELL'ANALISI GEOMORFOLOGICA NELL'AREA DI STUDIO

Nell'area sono numerose le faglie con direzione WNW-ESE per le quali è dimostrata (sulla base di dati

geologico-strutturali) l'attività trascorrente ed obliqua; alcune di esse hanno registrato anche movimenti di tipo diretto in rapporti non univoci con i movimenti orizzontali. Lungo alcuni di questi lineamenti è stato possibile effettuare osservazioni a carattere geomorfologico e morfostrutturale che, pur non risolvendo in maniera definitiva la complessa problematica affrontata nel primo capitolo, forniscono vincoli di ordine cronologico e geometrico.

Dall'analisi del paesaggio si è riscontrato, innanzitutto, che i morfolineamenti ad andamento WNW-ESE sono numerosi e si susseguono con intervalli variabili tra poche centinaia di metri e pochi chilometri. Tali lineamenti, che attraversano pervasivamente le aree di affioramento sia delle formazioni terrigene che delle unità carbonatiche e che possono essere seguiti su distanze chilometriche, sono evidenziati da allineamenti di drenaggi susseguenti, doline (molte delle quali hanno assi di allungamento paralleli ai lineamenti stessi) e scarpate (Fig. 5).

Per comodità di esposizione, nei paragrafi che seguono i risultati dell'analisi geomorfologica sono presentati distinguendo quelli derivanti dall'analisi delle morfostrutture, da quelli ottenuti con lo studio delle paleosuperfici e da quelli relativi ad antichi tracciati valivi che incidono le assise carbonatiche.

L'analisi delle morfostrutture

Le scarpate associate ai lineamenti WNW-ESE sono sempre impostate sulle rocce carbonatiche e in molti casi ricalcano il contatto tra le unità carbonatiche e le formazioni terrigene; è proprio in questi casi che esse ricevono forte espressione morfologica. Esempi ne sono le scarpate bordiere nord-orientali e sud-occidentali del M. Alburno, del Cocuzzo delle Puglie, della dorsale del M. Chianello, del M. Motola (che tuttavia, verso est, acquista un andamento più vicino all'est-ovest), del M. Forloso e quella settentrionale del massiccio del Cervati (Fig. 6).

Dato che, come è stato accennato nel terzo capitolo e schematizzato in figura 3, l'origine di scarpate morfologiche in corrispondenza di faglie trascorrenti può essere legata a molteplici fattori topografici, strutturali ed erosionali, ne è stata effettuata una attenta analisi morfologica.

L'analisi ha rivelato che in quasi tutti i casi i versanti impostati lungo i lineamenti trascorrenti (almeno per buona parte della loro altezza) sono *fault line scarp*. La loro altezza è, infatti, molto variabile lateralmente: essa è maggiore (per il diminuire di quota del piede) in prossimità dei fondivalle (valle del F. Calore, Vallo di Diano ad es.) e tende a diminuire in corrispondenza degli spartiacque. Il miglior esempio è la scarpata che borda a SW il massiccio del M. Alburno che, verso SE, tende a rastremarsi per poi venire completamente rasata dalla paleosuperficie di 1100 - 1000 m (come si rileva dal confronto tra le Figg. 6 e 8), lungo la quale corre lo spartiacque; le altre scarpate, invece, mantengono comunque evidenza anche se con altezza più ridotta di quanta non ne abbiano presso i fondivalle (Fig. 6).

Queste evidenze ci hanno indotti a ritenere che le scarpate in questione derivino da superfici di faglia che hanno messo a contatto le unità carbonatiche con quelle terrigene le quali, dopo essere state rasate dalle paleosuperfici, sono state esumate per l'asportazione delle più tenere formazioni terrigene allorché l'individua-

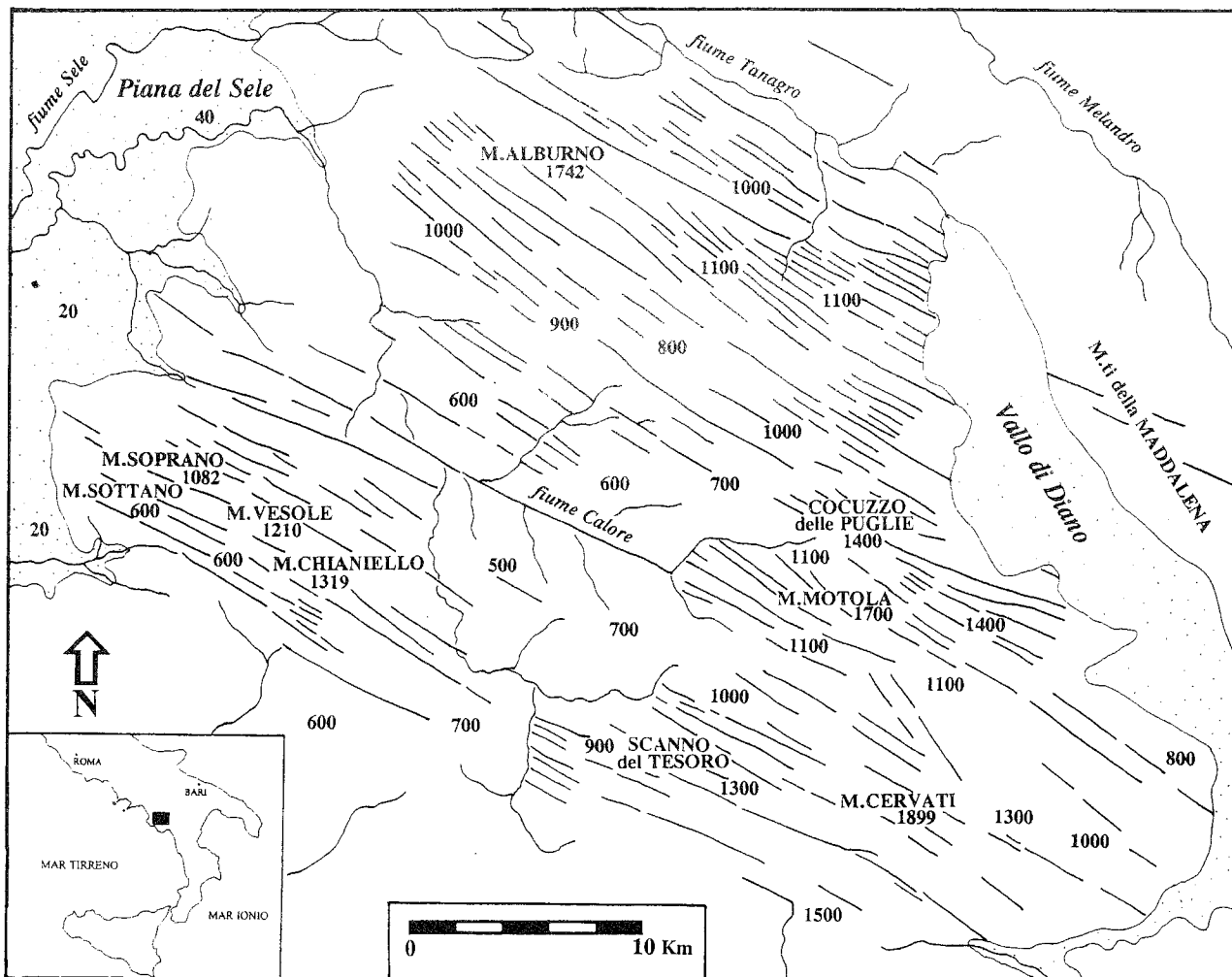


Fig. 5 - Lineamenti morfostrutturali a direzione WNW-ESE rilevati nell'area studiata, evidenziati da scarpate strutturali, drenaggi susseguenti, anomalie del reticolo idrografico, allineamenti di doline.

zione di aree depresse (Piana del Sele e Vallo di Diana) limitrofe all'area di studio ha rinvigorito l'erosione lineare. Va notato che anche la scarpata strutturale che, correndo con direzione N120, attraversa longitudinalmente intorno a 1200 m di quota il M. Alburno, ha un analogo significato sebbene in questo caso non siano preservati potenti volumi di terrigeno sul lato ribassato.

Anche sul rilievo dello Scanno del Tesoro (situato alla terminazione occidentale del massiccio del M. Cervati, Fig. 5) è stato possibile accertare che le faglie WNW-ESE si associano a scarpate giovanili solo laddove gli accostamenti di litologie a diversa competenza (creati dalla trascorrenza lungo quelle faglie) hanno poi dato luogo, per esumazione, alle morfostrutture stesse.

In questa località si osserva che faglie trascorrenti orientate circa N110 dislocano, con rigetti orizzontali sinistri di circa 500 metri, elementi morfologici rettilinei quali le rotture di pendenza al piede e al top di scarpate strutturali rettilineo-parallele orientate trasversalmente ad esse (Fig. 7a). L'analisi geomorfologica accoppiata a quella geologica ci ha consentito di concludere che tanto le scarpate impostate lungo le faglie a direzione N110 quanto quelle da queste dislocate sono di esumazione. In quest'area, infatti, viene a giorno il contatto stratigrafico tra i carbonati paleogenici del-

l'unità Alburno - Cervati e le più tenere formazioni terri- gene mioceniche della stessa unità, conservate con forti spessori più a valle ed in corso di smantellamento dal dorso dei blocchi carbonatici più sollevati.

Anche in questo caso, dunque, le scarpate che evidenziano gli *offset* sinistri sono *fault line scarp*. Che questa complessa associazione di morfologie sia controllata solo passivamente dalla struttura geologica diviene chiaro seguendo verso zone più elevate le linee N110: il rigetto morfologico delle scarpate sottese dalle trascorrenti gradualmente diminuisce fino a scomparire in corrispondenza della paleosuperficie di 1200 m, laddove quelle faglie sono rasate e conservano espressione morfologica solo nelle incisioni susseguenti (Fig. 7b).

Le dislocazioni orizzontali riscontrate allo Scanno del Tesoro sono quindi anteriori all'asportazione del terrigeno, ma sono anche più antiche della paleosuperficie di quota 1200 m che non è più recente del Pliocene (v. § "Analisi delle paleosuperfici").

Quanto osservato porta quindi a concludere che le dislocazioni orizzontali sono leggibili nel paesaggio soltanto laddove l'esumazione di strutture più resistenti dislocate è stata così recente che il modellamento erosionale non è stato in grado di obliterarle.

Dall'analisi condotta si evince che le scarpate strutturali che, a luoghi, marciano le faglie WNW-ESE, han-

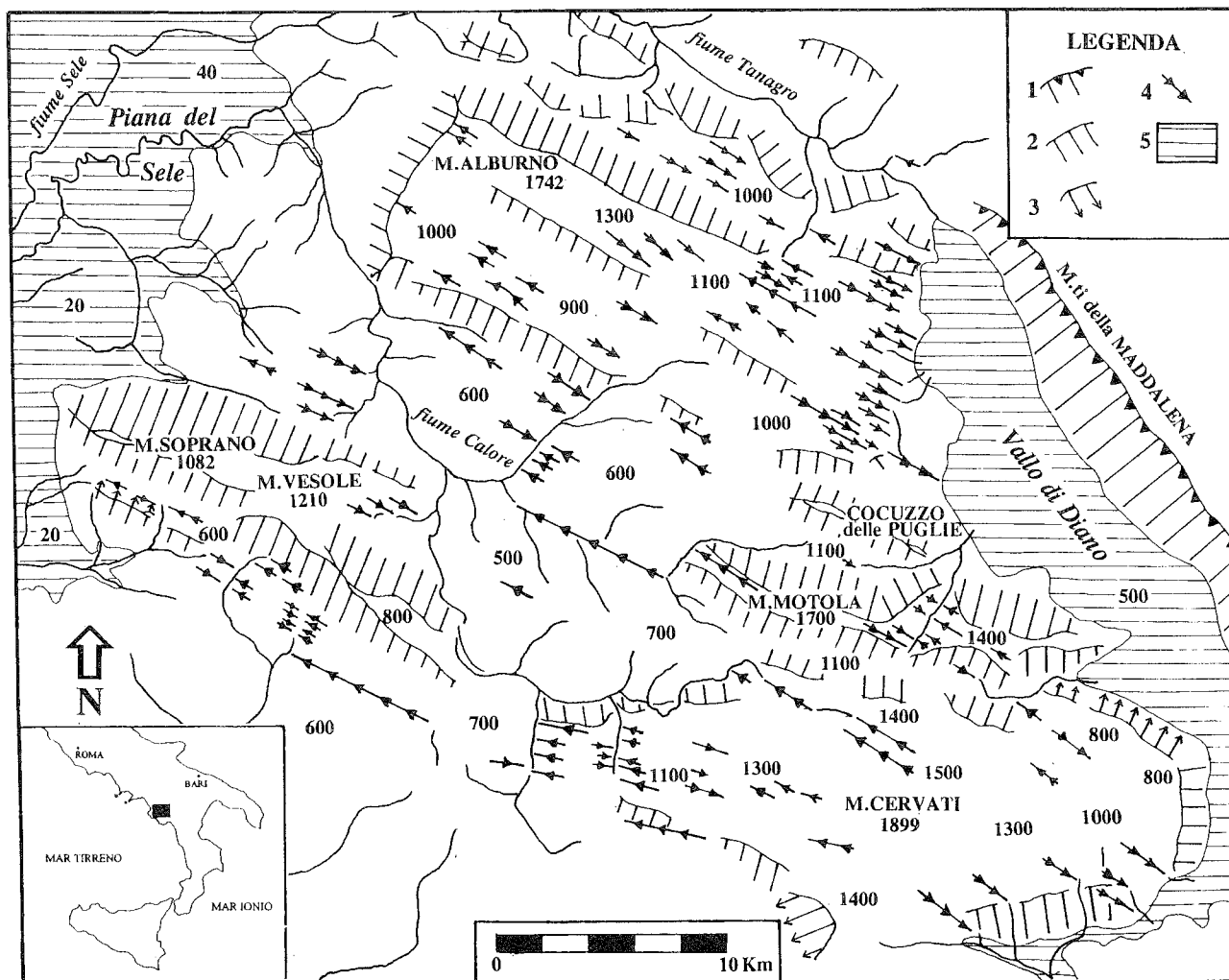


Fig. 6 - Morfostrutture lineari impostate lungo le faglie a direzione WNW-ESE. 1 - *Fault scarp*. 2 - *Fault line scarp*. 3 - Versante di strato. 4 - Corso susseguente. 5 - Aree di pianura.

no ricevuto espressione morfologica grazie a processi di erosione selettiva intervenuti dopo il modellamento delle superfici di erosione sopra citate. Anche il fatto che alcune delle paleosuperfici tagliano sia i carbonati mesozoici (sugli alti strutturali) sia le unità terrigene (conservate, nei bassi strutturali, con spessori di varie centinaia di metri) testimonia che i forti rigetti verticali associati alle faglie WNW-ESE, predatano il modellamento delle paleosuperfici di 1100 - 1000 m.

Non è invece possibile valutare, su base geomorfologica, se i citati rigetti verticali anteriori alle paleosuperfici abbiano preceduto, accompagnato o seguito l'attività trascorrente.

L'analisi delle paleosuperfici

Come si è accennato nel paragrafo precedente, le scarpate carbonatiche si rastremano andando verso le zone più elevate (spartiacque e altipiani). In queste posizioni, il loro rigetto morfologico diminuisce e le faglie che le sottendono sono rasate da lembi di superfici erosionali tra le più elevate dell'intera area: tra esse, quelle che si attestano intorno ai 1000 - 1100 m di quota, sulla base di correlazioni con aree limitrofe (vedi in proposito SANTANGELO, 1991; ASCIONE *et alii*, 1992a; BRANCACCIO & CINQUE, 1992; AMATO & CINQUE, 1994) sono ascrivibili al Pliocene medio.

Su ciascuno degli alti carbonatici dell'area è possibile distinguere più ordini di paesaggi erosionali incastrati morfologicamente uno nell'altro. Su ciascuno dei blocchi analizzati, i più elevati tra i lembi di superfici sono più piccoli e frammentari in quanto più intensamente reinciati dalle successive fasi di modellamento, che hanno lavorato con livelli di base via via più bassi. Come si evince dall'analisi geomorfologica dell'intera area, i ripetuti abbassamenti dei livelli di base locali sembrano essere stati determinati da altrettante fasi di denudazione che progressivamente abbassavano le circostanti aree impostate su terrigeno.

Sul massiccio del M. Cervati, il più elevato rilievo dell'area, si riconoscono lembi di paleomorfologie erosionali sospese tra 1800 e 1000 m (Fig. 8). I più antichi lembi (conservati solo sui carbonati) si attestano tra 1800 e 1400 m e, sebbene localmente rasino le faglie WNW-ESE, sono troppo piccoli e discontinui per consentire di escludere con certezza che essi postdatino i movimenti di trascorrenza. Le paleosuperfici sospese tra 1400 e 1000 m di quota, sono invece espresse da paesaggi ampi e continui. In particolare, la paleomorfologia di 1100 - 1000 m, presente sul lato settentrionale del massiccio, si estende fino ai carbonati del M. Motola tagliando anche le unità terrigene interposte tra i due rilievi carbonatici e risultando sicuramente po-

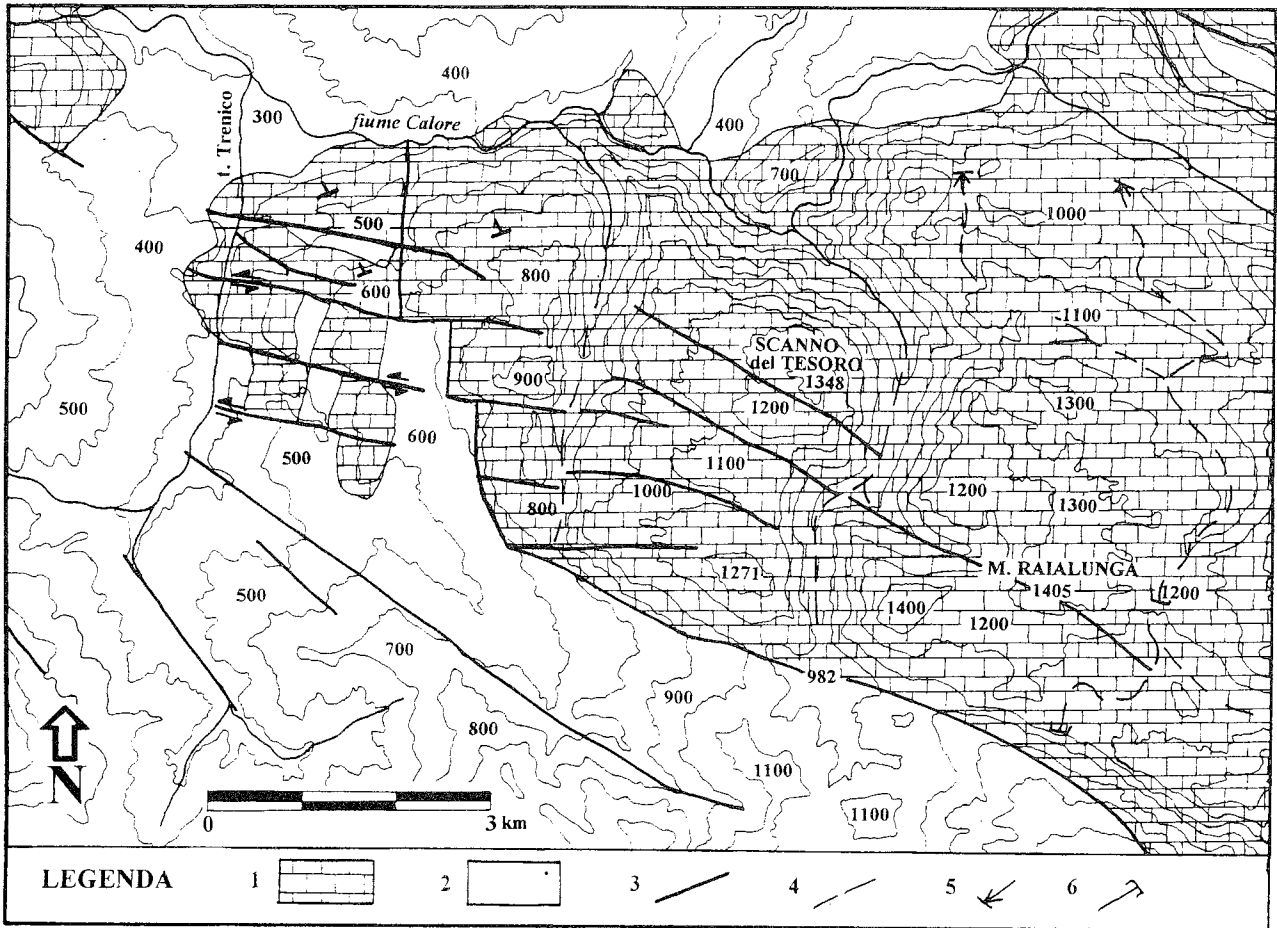


Figura 7a

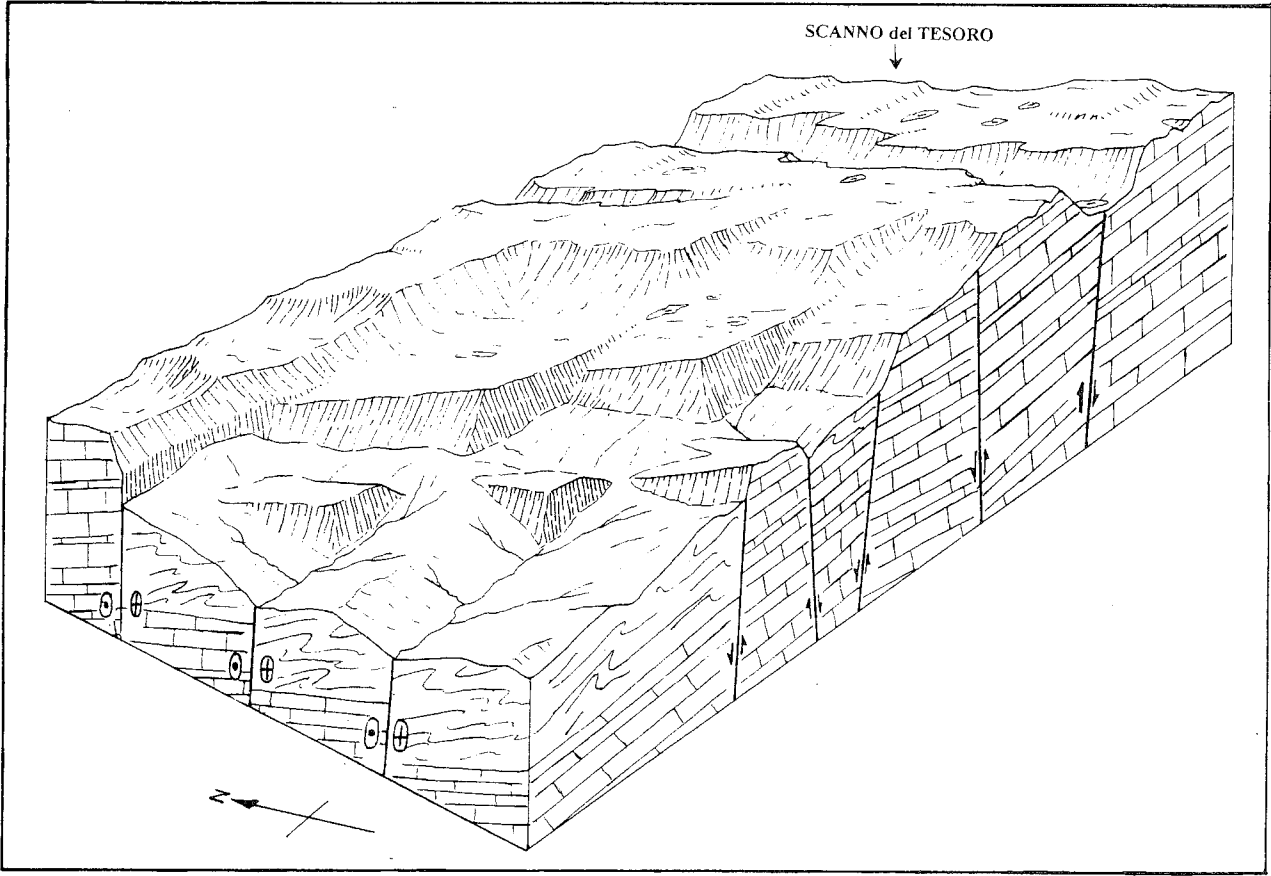


Figura 7b

Fig. 7 - La struttura dello Scanno del Tesoro. a: Schema geologico (l'equidistanza tra le isoipse è di 100 m). 1 - Successioni carbonatiche mesozoico-terziarie. 2 - Successioni terrigene indifferenziate (*flysch* miocenici e coltri di provenienza interna). 3 - Faglie. 4 - Valli secche. 5 - Valli sospese. 6 - Valli decapitate. Si noti che i contatti laterali tra formazioni carbonatiche e terrigene risultano dislocati dalle faglie trascorrenti. b: *Block-diagram* relativo all'area rappresentata in figura 7a. Le scarpate strutturali sottese dalle faglie trascorrenti (come quelle ad esse trasversali) sono state esumate per l'asportazione erosionale delle successioni terrigene. La loro altezza diminuisce verso le quote più elevate, fino ad essere rasate, presso lo Scanno del Tesoro, dalla paleosuperficie di 1200 m.

steriore (in quanto li raso) ai rigetti verticali delle faglie WNW-ESE.

Analogamente, tra il M. Motola, il Cocuzzo delle Puglie e il M. Alburno, estesi lembi di paleomorfologie posti tra 1100 e 1000 m di quota suturano i contatti tettonici tra carbonati e terrigeno; in particolare, un lembo riferibile alla paleosuperficie suddetta raso anche il rigetto morfologico del versante sud-occidentale del M. Alburno. Anche in questi altri rilievi carbonatici, le paleosuperfici sospese tra 1100 e 1000 m sono sovrastate da piccoli lembi di spianamento che raggiungono 1700 m di quota.

Anche le paleosuperfici di quota 1200 m, tuttavia, rasano le faglie WNW-ESE sia sul massiccio del Cervati (vedi il già citato caso dello Scanno del Tesoro,

Fig. 7) che sul M. Alburno, dove il paesaggio di 1200 m raso localmente il *fault line scarp* associato ad una importante faglia obliqua orientata WNW-ESE che attraversa longitudinalmente il massiccio (come si nota dal confronto tra le Figg. 6 e 8). Queste evidenze inducono a collocare l'attività delle faglie a direzione WNW-ESE che attraversano questo settore, in un momento anteriore anche al modellamento dei paesaggi di quota 1200 m.

Il fatto che sulle paleosuperfici di 1200 e 1000 m non si incontrino scarpate lungo le faglie a direzione WNW-ESE assume un significato diverso a seconda che si ammetta che tali faglie abbiano generato scarpate poi rasate dal modellamento, o che non siano mai stati creati gradini morfologici lungo quei lineamenti.

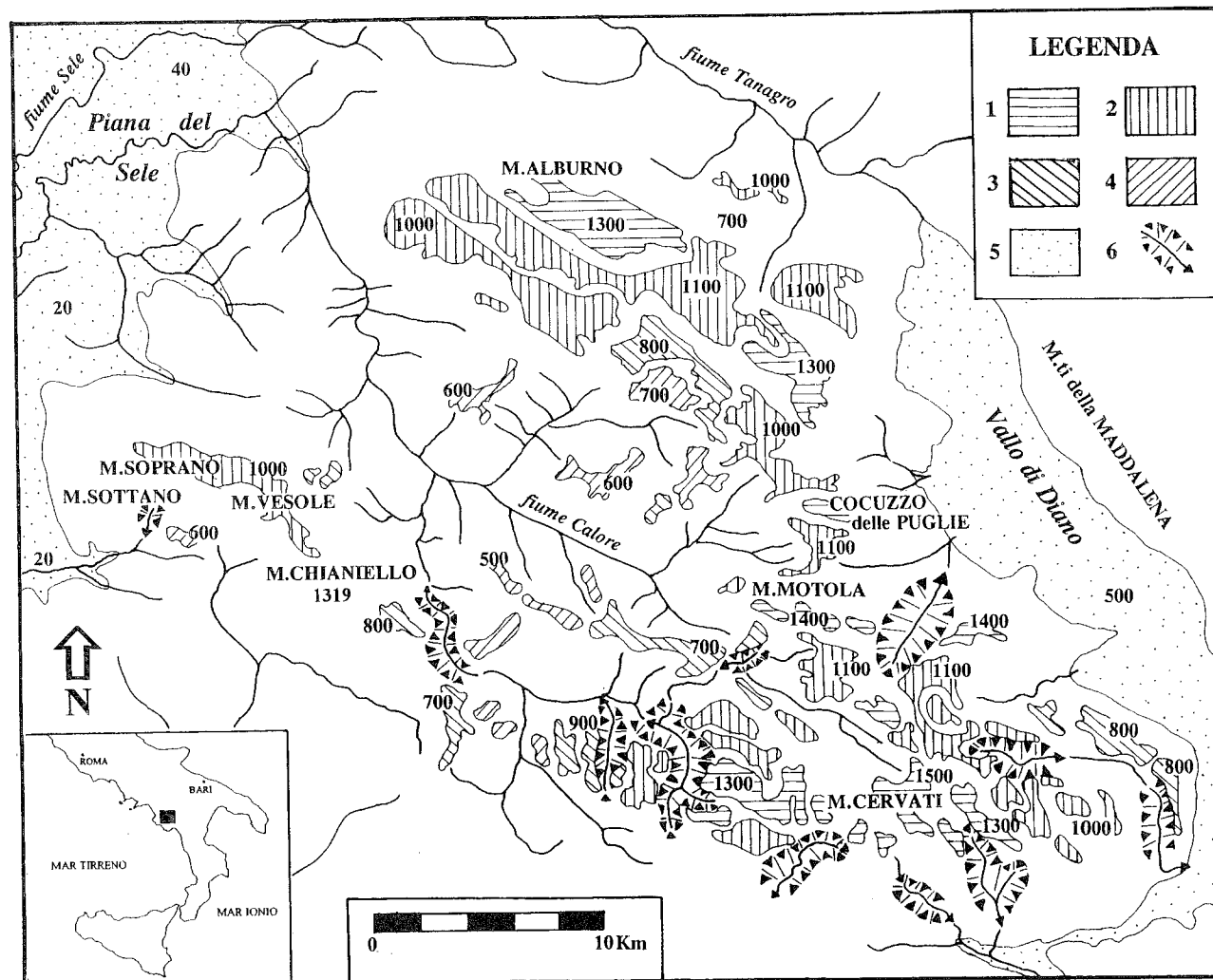


Fig. 8 - Principali morfologie erosionali. 1 - Paleosuperfici poste a quote > 1300 m. 2 - Paleosuperfici poste tra 1200 m e 1000 m. 3 - Paleosuperfici poste tra 900 m e 700 m. 4 - Paleosuperfici poste a quote < 700 m. 5: Aree di pianura. 6 - Forre. Si noti, dal confronto di questa figura con le figure 5 e 6, che le paleosuperfici rasano le scarpate associate alle faglie trascorrenti orientate WNW-ESE.

La seconda ipotesi appare meno attendibile in base a tre considerazioni. La prima è che sui piani di faglia osservati, gli indicatori cinematici testimoniano movimenti obliqui, se pure con piccola componente verticale. La seconda è che, anche se si fosse trattato di movimenti orizzontali puri, questi dovrebbero comunque aver creato gradini morfologici nell'attraversare superfici strutturali (quali il *top* della serie carbonatica) o morfologiche (le paleosuperfici) secondo direzioni diverse dallo *strike* di tali superfici (Fig. 3). Nell'area studiata, la direzione degli strati carbonatici e anche del contatto stratigrafico tra carbonati e terrigeno è pressoché ovunque diversa da quella delle faglie trascorrenti. Per ciò che concerne i rapporti tra la direzione delle faglie e quella delle superfici morfologiche appare comunque improponibile che esse coincidessero sistematicamente dal momento che le seconde sono articolate al loro interno da rilievi e valli variamente orientati.

La terza considerazione riguarda più da vicino il comportamento delle faglie trascorrenti, lungo le quali sono frequenti locali dislocazioni a componente verticale (anche nel caso di movimenti orizzontali puri) dovute a ribassamenti e sollevamenti di blocchi (*pressure ridges*) nella fascia di trascorrenza.

La mancanza di scarpate associate alle faglie trascorrenti laddove queste ultime attraversano i lembi erosionali sospesi induce, dunque, a ritenere che il modellamento delle paleosuperfici abbia obliterato i gradini verticali, così che le paleosuperfici plioceniche vengono a rappresentare il limite *ante quem* per la fagliazione trascorrente.

In ogni caso, abbiamo sottoposto ad ulteriore verifica questa conclusione attraverso la ricerca di altre e più dirette evidenze morfologiche di movimenti orizzontali posteriori al modellamento delle paleosuperfici, ovvero *offset* laterali di *marker* morfologici che possano essere ritenuti coevi di quelle paleomorfologie, focalizzando la nostra attenzione ai relitti di antiche reti idrografiche a loro associate (v. § "L'analisi delle morfologie fluviali").

L'analisi delle morfologie fluviali

I più ampi tra i paesaggi sospesi presentano frequenti relitti di una diffusa rete idrografica, in massima parte secchi e carsificati. Molte delle aste di drenaggio che corrono trasversalmente ai lineamenti WNW-ESE, nell'attraversarli, si incanalano (anche se solo per brevi tratti) lungo di essi; le diversioni laterali che interessano le suddette aste drenanti, tuttavia, sono sia sinistre che destre e non è stata riscontrata una prevalenza di diversioni in senso sinistro, come ci si dovrebbe attendere se il reticolo si fosse adeguato a dislocazioni orizzontale di tale verso.

In linea generale, quindi, si può ipotizzare che le faglie trascorrenti preesistessero all'impostazione della rete idrografica. Esse hanno esercitato solo un controllo passivo sull'idrografia, riconoscibile sia nei tracciati che seguono le faglie per lunghi tratti, sia in gomiti "destri" o "sinistri" delle valli che, invece, le attraversano obliquamente o perpendicolarmente. Tuttavia, per verificare questa ipotesi, abbiamo effettuato l'analisi geomorfologica caso per caso dei tracciati più antichi tra quelli esistenti nell'area, individuabili nelle profonde forre sovrapposte che reincidento il Cervati, l'Alburno e il Motola. L'antichità di queste forme si evince sia dal fatto che esse si correlano agli an-

tichi paesaggi sospesi (alcune si sono sovrapposte a partire dai paesaggi di 1300 - 1400 m, altre da quelli di 1200 m, altre da quelli di 1100 m) sia dal fatto che molte di esse sono sospese rispetto agli attuali livelli dell'erosione, decapitate e secche, risultando nettamente sovradimensionate rispetto ai loro attuali, limitati bacini di drenaggio. Tali forre, individuatesi e/o approfonditesi durante il modellamento delle paleosuperfici più alte, sono pertanto da ritenersi di età pliocenica o, al più, infrapleistocenica. Tra esse, quelle che attraversano trasversalmente le faglie a direzione WNW-ESE non presentano che in un caso *offset* sinistri.

La forra del torrente Lontrano (tributario sinistro del F. Tanagro) è, infatti, l'unica a mostrare evidenze di dislocazioni orizzontali sinistre. Questa forra, ancora attiva e non sovradimensionata rispetto al suo attuale bacino, attraversa trasversalmente il versante bordiero del M. Alburno, impostato su uno dei più vistosi lineamenti con direzione WNW-ESE che ha registrato attività sia obliqua che diretta. Sebbene il tracciato attuale di questo torrente non mostri un classico *offset* sinistro lungo la faglia a direzione N110, si hanno tuttavia evidenze di dislocazioni laterali successive all'approfondimento della forra. I fianchi dell'incisione mostrano, infatti, dislocazioni in senso sinistro di ordine decametrico che riteniamo possano essere state generate solo per mezzo della tettonica orizzontale. Altri ipotizzabili meccanismi tettonici o processi erosivi (esumazione per asportazione di terrigeno, per crollo, ecc.) non potrebbero giustificare la presenza, lungo le opposte pareti, di gradini come quelli illustrati in figura 9. Va sottolineato che, ai lineamenti individuati morfologicamente nella forra, corrispondono liscioni di faglia con indicatori cinematici di trascorrenza sinistra.

Non abbiamo dati precisi sull'età della forra del T. Lontrano, che potrebbe aver iniziato a svilupparsi fino dal Pliocene superiore. Tuttavia, le dislocazioni sinistre rilevate sono da ritenersi piuttosto recenti in quanto successive non solo all'approfondimento della forra, ma anche allo svasamento dei suoi fianchi; in caso contrario, infatti, gli *offset* sarebbero stati cancellati dallo *slope decline* che ha modellato le sue pareti.

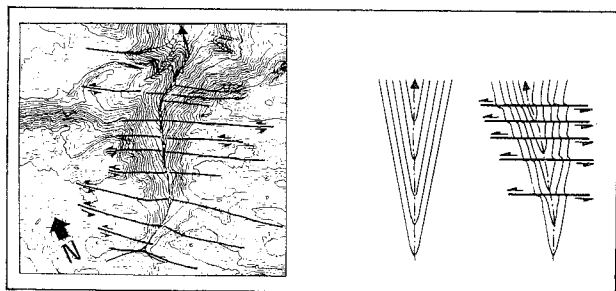


Fig. 9 - A sinistra, la forra del torrente Lontrano (l'equidistanza tra le isoipse è di 25 m) i cui fianchi evidenziano gradini interpretabili come il prodotto di dislocazioni sinistre, come schematizzato a destra.

CONCLUSIONI

Il lavoro svolto ha consentito di affinare il metodo geomorfologico come contributo alla caratterizzazione della tettonica trascorrente per ciò che concerne sia la valutazione dell'entità dei rigetti orizzontali, sia

la determinazione dell'età dei movimenti. L'approccio geomorfologico si è rivelato un utile supporto allo studio di problematiche più prettamente geologico-strutturali, soprattutto per il contributo apportato al riconoscimento ed alla discriminazione tra più eventi tettonici anche di diversa entità in termini di rigetti e per i vincoli cronologici che consente di porre.

L'analisi morfostrutturale condotta nell'area di studio ha consentito di evidenziare che le faglie trascorrenti ed oblique sinistre aventi direzione WNW-ESE rientrano in un più fitto sciame di lineamenti ad esse paralleli, nel quale essi si susseguono con intervalli variabili da poche centinaia di metri a pochi chilometri.

L'attività trascorrente sinistra lungo le faglie a direzione WNW-ESE è stata cronologicamente vincolata con l'analisi dei rapporti temporali intercorrenti tra le faglie suddette e i lembi residui dei paleopaesaggi di erosione sospesi sugli attuali livelli di base. Da quanto discusso nel quinto capitolo, emerge che la fagliazione trascorrente lungo le faglie WNW-ESE si è in massima parte realizzata nel corso del Pliocene.

L'entità delle dislocazioni orizzontali sinistre prodotte da questa fagliazione ha potuto essere quantificata solo su alcuni dei numerosi lineamenti riconosciuti, ed in quei casi essa è stata valutata in centinaia di metri sul singolo lineamento; dislocazioni sinistre dello stesso ordine di grandezza sono riscontrabili anche all'interno del massiccio del M. Alburno (comunicazione personale del dott. G. Pappone). Le evidenze di terreno (forti deformazioni nei terreni coinvolti, localmente espresse, ad es., nei terreni carbonatici, da strati verticalizzati), del resto, inducono a ritenere che le trascorrenze abbiano prodotto importanti rigetti orizzontali.

Le evidenze raccolte nella forra del torrente Lontrano indicano rigetti di più ridotta entità, ovvero di ordine decametrico sul singolo lineamento. Va notato, tuttavia, che la tettonica orizzontale registrata nella forra del torrente Lontrano risulta più recente rispetto a quanto riscontrato nella restante area di studio (dove non si rinvengono evidenze di analogo significato) e nello stesso massiccio del M. Alburno, sul cui margine nord-orientale si hanno evidenze di più antiche e più importanti deformazioni orizzontali (vedi in proposito ASCIONE *et alii*, 1992b).

Ciò potrebbe significare che la tettonica trascorrente sinistra si è realizzata in due momenti distinti, producendo dislocazioni importanti nel corso del Pliocene e rigetti di minore entità in un momento successivo (presumibilmente nel Pleistocene); questa ripresa, per quanto risulta dal presente studio, potrebbe essere stata localizzata solo al settore settentrionale del M. Alburno. Va notato, in proposito, che l'ipotetica prosecuzione dei lineamenti a direzione N110 che dislocano la forra del torrente Lontrano, intercetta il bordo orientale del Vallo di Diano proprio in corrispondenza dell'area ove affiorano sedimenti lacustri infra-mediopleistocenici dislocati da faglie trascorrenti sinistre con analoga direzione (vedi in proposito ASCIONE *et alii*, 1992a).

Alle faglie ad attività trascorrente orientate WNW-ESE si associano, in molti casi, scarpate in rocce carbonatiche; alcune di esse si sviluppano su distanze di molti chilometri e costituiscono i più vistosi elementi morfostrutturali dell'area. In tutti i casi, le scarpate sono risultate, all'analisi geomorfologica, *fault line scarp* (quindi controllate solo passivamente dalla struttura); in alcune situazioni, è stato possibile riconoscere il ti-

po di movimento che ha originato le superfici di faglia che (in seguito all'esumazione), hanno dato luogo alle scarpate. Una di queste situazioni è quella dello Scanno del Tesoro, dove le superfici di faglia a direzione WNW-ESE sono state originare da movimenti orizzontali con senso di *shear* sinistro, che hanno dislocato strutture con direzioni diverse da quella delle faglie.

In altri casi (quali quelli dei versanti bordieri degli alti carbonatici) il rigetto morfologico lungo le faglie WNW-ESE (che è dell'ordine delle centinaia di me-

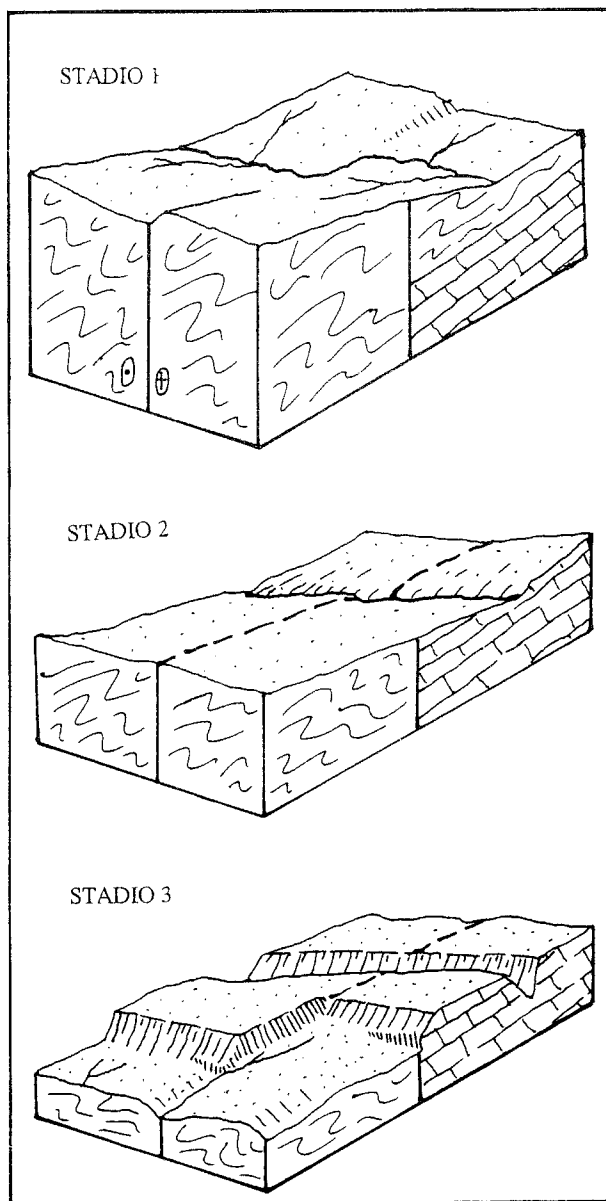


Fig. 10 - STADIO 1 (Pliocene inferiore?): le faglie trascorrenti ed oblique interessano il massiccio quando è ancora coperto dalle formazioni terrigene. STADIO 2 (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore *p.p.*): le faglie trascorrenti sono inattive. Mentre viene asportata in parte la copertura terrigena, si modellano nuove superfici erosionali a quote via via più basse (attualmente sospese tra 1300 m e 700 m). Questi eventi erosionali obliterano le evidenze morfologiche dei rigetti orizzontali e verticali prodotti dalla fagliazione. STADIO 3 (Pleistocene inferiore *p.p.* - attuale): ulteriori fasi di dissezione e smantellamento delle unità terrigene esumano (per morfoselezione) antiche morfostrutture carbonatiche che denunciano le avvenute dislocazioni trascorrenti.

tri) esprime solo parte del rigetto stratigrafico verticale che si associa a quei lineamenti, che raggiunge il migliaio di metri. Sulla base dei risultati dell'analisi geomorfologica non è possibile, allo stato attuale, formulare precise ipotesi sulle relazioni tra eventi di fagliazione a componente orizzontale e verticale lungo i lineamenti a direzione WNW-ESE. I movimenti orizzontali e verticali, infatti, potrebbero sia essersi realizzati in fasi distinte, sia essere singenerati (come alternanze ripetute nel tempo o come componenti di movimenti obliqui). Tuttavia, seppure si sia trattato di fasi distinte, il modellamento delle superfici erosionali plioceniche rappresenta un vincolo di età minima per la realizzazione sia delle disgiunzioni verticali, sia di quelle orizzontali di ordine ettometrico (Fig. 10); questi eventi sono stati seguiti, presumibilmente nel Pleistocene, da una riattivazione, con rigetti di lieve entità, delle trascorrenti che attraversano il bordo settentrionale del M. Alburno.

Va, infine, sottolineato che se l'entità delle dislocazioni orizzontali plioceniche, così come è stata stimata laddove possibile, può essere ritenuta rappresentativa per l'intero sciame di faglie, la sommatoria dei rigetti su tutta la fascia interessata da trascorrenza ammonta a diversi chilometri e dovrebbe, pertanto, essere tenuta in considerazione nelle ricostruzioni cinematiche regionali.

BIBLIOGRAFIA

- AMATO A. & CINQUE A. (1994) - *Gentle erosional landscapes evolved during the building-up of Southern Apennines Chain: regional overview and attempt of geodynamic interpretation*. In stampa su *Tectonophysics*.
- AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A. & LAMA A. (1991) - *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'Alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie*. *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **14**, 5-16.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988) - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne Appenniniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 285-297.
- ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N. & TOZZI M. (1992a) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente plio-quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. 92/1, 201-208.
- ASCIONE A., CINQUE A. & TOZZI M. (1992b) - *La valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. 92/1, 209-219.
- BERARDI F., DE ROSA G. & TOZZI M. (1994) - *Vincoli strutturali di superficie per una ricostruzione geometrica e cinematica del massiccio dei Monti Alburni (Appennino meridionale)*. In stampa su *Mem. Soc. Geol. It.*
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000*. *Mem. Soc. Geol. It.* **41**.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (a cura di) (1992) - *Guida all'escursione nell'Appennino campano-lucano*. Convegno-Escursione "Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale". Camerino-Napoli, 6-10 luglio 1992.
- BROGAN G.E., KELLOGG K.S., SLEMMONS D.B. & TERHUNE C.L. (1991) - *Late Quaternary Faulting Along the Death Valley-Furnace Creek Fault System, California and Nevada*. *U.S. Geol. Survey Bull.* 1991, 1-23.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. *Tectonics*, **12**, 656-665.
- CAPOTORTI F. & TOZZI M. (1993) - *Tettonica trascorrente nella Penisola Sorrentina*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47** (1991), 235-249.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary Kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. *Ann. Geof.*, **36**, n. 2, 249-260.
- COTTON C.A. (1958) - *Geomorphic evidence and major structures associated with transcurrent faults in New Zealand*. *Rev. de Geogr. Phys. et de Geol. Dynam.*, (2), **1**, 16-30.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale*. *Atti Accad. Naz. dei Lincei*, Quad. **183**, 49-72.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (eds), 1989, *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publication N. 45*, pp. 265-283.
- GAUDEMER Y., TAPPONNIER P. & TURCOTTE D.L. (1989) - *River offsets across strike-slip faults*. *Annales Tectonicae*, III, n.2, 55-76.
- HIPPOLYTE J.C. (1992) - *Tectonique de l'Appennin meridionale: structures et paleocontraintes d'un prisme d'accrétion continentale*. These de Doctorat, Univ. P. & M. Curie, Paris.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. *Tectonophysics*, **230**, 199-210.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 227-250.
- KELLER E.A. (1986) - *Investigation of Active Tectonics: Use of Surface Earth Processes*. In "Active Tectonics" - *Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington D.C., pp. 136-147.
- KELLER E.A., BONKOWSKI M.S., KORSCH R.J. & SHLEMON R.J. (1982) - *Tectonic Geomorphology of the San Andreas Fault Zone in the Southern Indio Hills, Coachella Valley, California*. *Geological Society of America Bull.*, **93**, 46-56.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc, Southern Italy*. *Tectonics*, **10**, 6, 1164-1172.
- OGNBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 453-763.
- PAPPONE G. (1990) - *Facies di piattaforma carbonatica mesozoico-paleogene al confine campano-lucano. Evoluzione stratigrafica di un sistema piattaforma carbonatica-scarpata-bacino*. Tesi di Dottorato, Univ. "Federico II", Napoli.
- PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (eds) (1993) - *Stratigraphical and structural analysis along the CROP 04-89 deep seismic line*. In stampa.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Univ. "Federico II", Napoli.
- SANTO A. (1988) - *Ricerche sul terziario dei Monti Alburni*. *Atti 74° Congresso Soc. Geol. It.*, Sorrento, vol. A, 481-485.
- SIEH K.E. & JAHNS R.H. (1984) - *Holocene activity of the San Andreas Fault at Wallace Creek, California*. *Geol. Soc. of America Bull.*, **95**, 883-896.
- SYLVESTER A.G. (1988) - *Strike-slip faults*. *Geological Society of America Bull.*, **100**, 1666-1703.
- TURCO E. & MALITO R. (1988) - *Formazione di bacini e rotazione di blocchi lungo faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. *Riassunti 74° Congr. Soc. Geol. It.*, Sorrento, vol. B, 424-426.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1991) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **111**, 273-281.
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1992) - *Pleistocene brittle deformation in the Eholi conglomerates (Sele Plain - Campanian Apennines)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **111**, 273-281.