

M. MARINI (*)

DEFORMAZIONI FRAGILI E SEMIFRAGILI NELLA PIETRA DI FINALE (LIGURIA OCCIDENTALE)

Riassunto — Nella Pietra di Finale si riconoscono strutture riferibili (in ordine di frequenza crescente) a pieghe, faglie (di contrazione, di dilatazione e *strike-slip*), fasce di taglio *en échelon* e giunti (sistematici e non sistematici). Le strutture fragili sistematiche si mostrano simmetriche rispetto a due assi di piegamento con direzioni Est-Ovest e N40-50.

La composizione dei giunti sistematici e la geometria delle fasce di taglio consente di isolare un sistema con σ_1 orizzontale in direzione meridiana ed un sistema con σ_1 orizzontale diretto circa NW-SE. Nell'ambito di questi due sistemi vengono separati vari subsistemi caratterizzati da diverse posizioni di σ_2 e da gamme di valori di 2θ minori di 60° o maggiori di 65° . Si presume che il primo sistema sia stato attivo fra l'Oligocene superiore (?) ed il Miocene medio, mentre il secondo è probabilmente postmiocenico.

La geometria dei sistemi di strutture sistematiche permette di ricostruire un quadro deformativo di tipo rotazionale espresso da una coppia di forze antioraria.

Abstract — *Brittle and semi-brittle deformations in the Finale Limestone (Western Liguria)*. In the Finale Limestone («Pietra di Finale») are recognized some structures referable (in increasing frequency order) to folds, faults (by contraction, dilation and strike-slips), *en échelon* shear zones and joints (systematic and non-systematic). Systematic brittle structures are symmetrical with respect to two axes of folding oriented East-West and N40-50.

From geometry of systematic joints and shear zones are arranged two main systems characterized by an horizontal σ_1 with North-South or NW-SE direction. Within these systems several sub-systems are distinguished in reference to different positions of σ_1 and to 2θ value ranges smaller than 60° or greater than 65° . The first system was presumably active from Upper Oligocene (?) to Middle Miocene, while the second is presumably post-miocenic.

(*) Istituto di Geologia dell'Università, Palazzo delle Scienze, Corso Europa 30, 16132 - Genova.

Lavoro svolto e pubblicato con fondi M.P.I. (40% del 1983 e 60% del 1981).

Geometry of two systems of systematic structures allows the reconstruction of a typical wrenching regime, in which is recognizable a model of rotational tectonic caused by a counterclockwise couple.

Key words — Structural analysis, Brittle tectonics, Faults, Miocene, Western Liguria, Italy.

1. Premessa

Questo lavoro rientra in un programma di ricerca volto alla ricostruzione del quadro deformativo post-orogenico nella Liguria occidentale. La ricerca è stata iniziata dai terreni più recenti con un primo contributo riguardante il Pliocene (MARINI, 1984). Questo secondo contributo prende in esame il Miocene e gli associati sedimenti oligocenici affioranti nei singolari klippen «stratigrafici» della Pietra di Finale (Fig. 1).

1.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

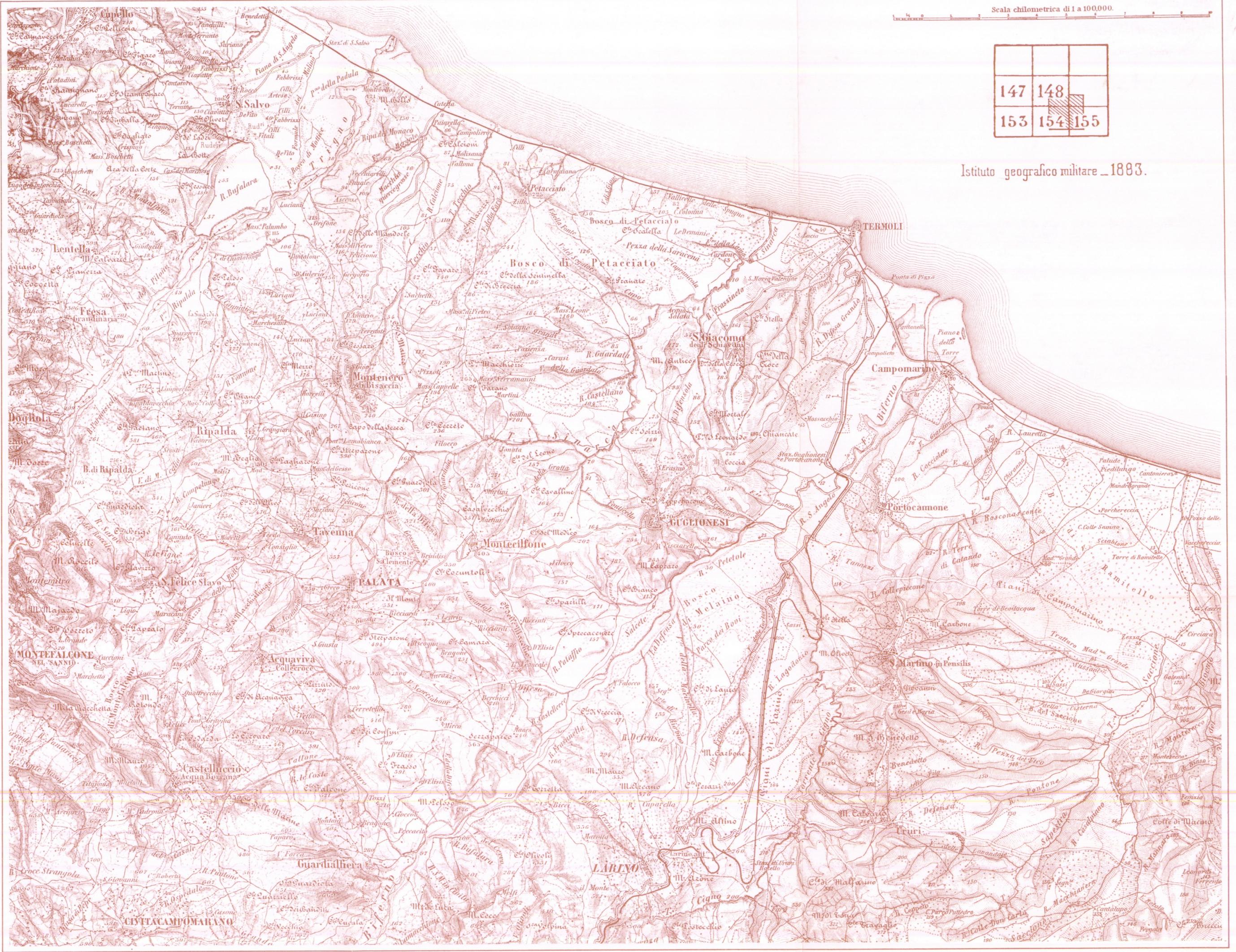
Si rimanda all'esauriente monografia di BONI *et al.* (1968) per tutte le notizie storiche, litostratigrafiche e sedimentologiche riguardanti la Pietra di Finale (ivi compreso il suo substrato terziario oligocenico od oligo-miocenico). All'interno della Pietra di Finale può essere operata, ai fini di questa ricerca, una suddivisione schematica in tre termini fondamentali sovrapposti valida dal punto di vista reologico oltreché da quello litostratigrafico. Dal basso si distinguono (Fig. 1):

a) Brecce e conglomerati poligenici, più o meno cementati, trasgressivi sul substrato brianzonese, molto abbondanti e di spessori notevoli nella parte nord-occidentale (Borgio-Verezzi, Perti, Costa). La loro età presunta va dall'Oligocene inferiore al Miocene inferiore (pre-Langhiano?).

b) Marne e marne siltoso-sabbiose massicce o ben stratificate con intercalazioni di straterelli arenacei. Sono ben rappresentate con spessori di oltre m 40-50 a Torre di Bastia (Borgio-Verezzi) e con spessori inferiori a Costa (S. Lorenzino); lembi discontinui di modesto spessore si rinvencono anche alla Rocca Carpanca. La loro età presunta copre all'incirca lo stesso intervallo del precedente termine, fino al Langhiano (?).

147	148	
153	154	155

Istituto geografico militare _ 1883.



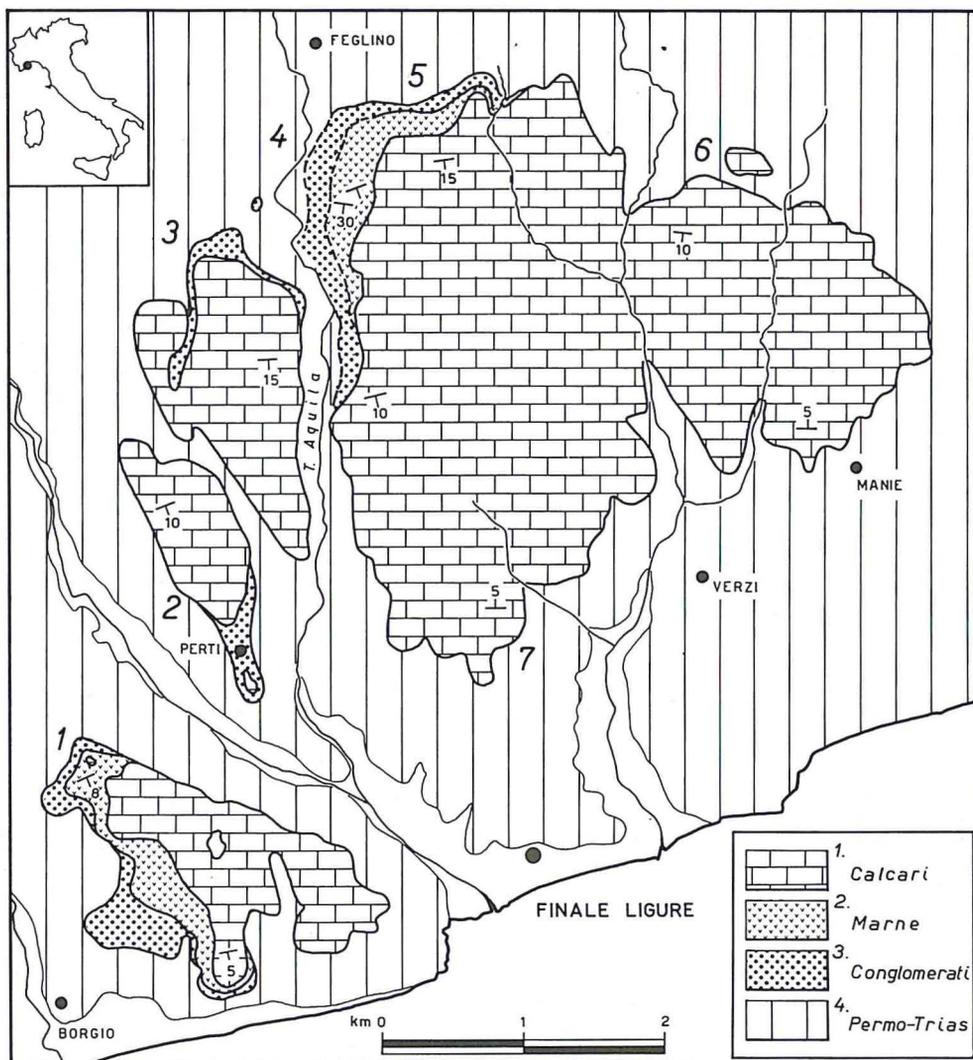


Fig. 1 - Schema litostratigrafico degli affioramenti della Pietra di Finale. I numeri indicano le principali località di misura con riferimento nel testo (da BONI *et al.*, 1968 con semplificazioni).

1, *calcari*: calcari bioclastici e cochinoidi (cosiddetti «Pietra di Finale» in senso stretto; Serravalliano?-Langhiano?); 2, *marne*: marne da argillose a calcaree ben stratificate con intercalazioni arenacee (Langhiano?-Miocene pre-Langhiano? oppure Miocene pre-Langhiano?-Oligocene superiore? od inferiore); 3, *conglomerati*: conglomerati e breccie poligenici a cemento calcitico (Langhiano?-Miocene pre-Langhiano? oppure Miocene pre-Langhiano?-Oligocene superiore? od inferiore); 4, *Permo-Trias*: substrato preterziario brianzonese ligure (scisti sericitici, dolomie, calcari marmorei, ecc.).

c) Calcari cochinoidi e bioclastici più o meno arenacei a cemento calcitico, cosiddetti Pietra di Finale in senso stretto, massicci o in banchi. Essi costituiscono la porzione maggiore dell'affioramento e giacciono in trasgressione sia sui termini precedenti che sul substrato brianzonese. La loro età è miocenica inferiore-media (Langhiano?-Serravalliano?).

BONI *et al.* (1968) ritengono di poter separare all'interno dei primi due termini due distinte successioni di conglomerati e marne, rispettivamente di età miocenica la prima (attribuibile quindi alla Pietra di Finale s.s.) e premiocenica la seconda (attribuibile al suo substrato terziario). Se tale distinzione può essere giustificata dal punto di vista paleontologico, però con qualche riserva anche da parte degli stessi autori, più difficile appare una sua motivazione sulla base della litologia e dei rapporti di terreno. Non vi sono infatti sostanziali diversità litotipiche fra le presunte diverse successioni e una loro sovrapposizione geometrica non è del resto mai constatabile, affiorando esse in zone distanti tra loro. Ciò considerato, si è ritenuto opportuno semplificare la litostratigrafia nei tre termini descritti sopra.

Fra i primi due termini ed il terzo (che da qui in avanti verranno rispettivamente chiamati per semplicità «conglomerati», «marne» e «calcari») vi sono sostanziali differenze di assetto. I conglomerati e le marne affiorano nei settori più depressi dell'interfaccia substrato brianzonese/Terziario, mentre mancano in quelli più rilevati; essi mostrano inoltre raddrizzamenti della stratificazione spesso molto accentuati, fino a 55-60°. I calcari hanno invece un assetto a banda conca con asse circa E-W (BONI *et al.*, 1968), hanno giaciture suborizzontali o appena inclinate e si trovano in netta discordanza, soprattutto evidente verso il margine Nord dell'affioramento, con le marne (si veda anche la Tav. IV, fig. 1 del lavoro citato sopra).

Si arguisce da questi elementi che la deposizione miocenica (inferiore-media) dei calcari biostromali della Pietra di Finale s.s. è seguita ad un'emersione che ha in parte indotto l'erosione dei depositi oligocenico-miocenici inferiori già interessati da uno o più eventi deformativi.

1.2. METODOLOGIA

La pessima esposizione dei conglomerati non ha consentito os-

servazioni su questo termine litostratigrafico, nel quale d'altra parte le strutture sono o rarissime o irriconoscibili a causa della particolare tessitura della roccia. I dati di terreno relativi alle marne derivano dall'esame di diversi spaccati stradali. I dati relativi ai calcari sono stati raccolti soprattutto sfruttando i fronti delle numerose cave, nelle quali sono state anche possibili osservazioni su spaccati fra di loro ortogonali. Non è risultata attuabile una distribuzione omogenea delle stazioni di misura, poiché all'interno delle placche calcaree, coronate da vasti altopiani, le coperture eluviali e vegetali nascondono quasi totalmente la roccia. Le osservazioni derivano pertanto in massima parte dalle zone di bordo delle placche stesse, le quali sono delimitate da pareti rocciose subverticali a gradinata con buone esposizioni (Fig. 1).

L'indagine sul terreno è stata integrata con l'esame di riprese aeree a colori a bassa quota, sia per individuare eventuali corrispondenze fra strutture meso- e megascopiche, sia per identificare le configurazioni strutturali che in maggior misura hanno influenzato lo sviluppo dell'orografia in epoca recente.

L'analisi dei dati relativi a strutture fragili e semifragili è stata basata sui criteri di individuazione, gerarchizzazione e classificazione sintetizzati in HANCOCK (1985) (ed in vari altri contributi dello stesso autore). Le superfici coniugate (faglie e giunti) sono state composte col metodo geometrico classico sulla proiezione stereografica di Schmidt (emisfero inferiore) per ricostruire la geometria del campo degli sforzi attivo al momento della rottura. Il valore dell'angolo diedro acuto 2θ compreso fra le superfici coniugate è stato assunto come elemento di discriminazione per definire in grande le condizioni del clima deformativo (HANCOCK e KADHI, 1978), soprattutto in riferimento ai rapporti fra entità dello sforzo, resistenza al taglio della roccia e pressione dei fluidi.

Utilizzando la posizione assunta dagli assi di sforzo e le gamme di valori di 2θ si sono poi raggruppate le famiglie di strutture fragili e semifragili in vari sistemi e subsistemi omogenei attraverso i quali è stato possibile ricostruire un quadro deformativo molto complesso. Tale quadro, al contrario di quanto riscontrato nei sedimenti pliocenici (MARINI, 1984), discende dalla sovrapposizione di più fasi deformative non coassiali o quantomeno dall'espressione di vari incrementi non coassiali di un'unica deformazione progressiva.

2. Descrizione e discussione dei dati

2.1. LE STRUTTURE SISTEMATICHE E NON-SISTEMATICHE

Nella descrizione delle caratteristiche geometriche e morfologiche peculiari delle strutture rilevate, vengono trattati dapprima gli indicatori cinematici riconosciuti sul terreno (pieghe, faglie e fasce di taglio), per l'importanza che essi hanno nel definire senza ambiguità le direzioni di raccorciamento, di dilatazione o di taglio (HANCOCK, 1985). Gli indicatori cinematici sono purtroppo rari nelle formazioni studiate, ma la loro validità è comunque confortata dal fatto che la geometria delle poche strutture riconosciute risulta perfettamente congruente, come si vedrà, con le traiettorie di sforzo che emergono dall'analisi dei numerosi giunti sistemati.

2.1.1. Indicatori cinematici

Pieghe mesoscopiche tipo *chevron* di lunghezza d'onda decimetrica e apertura intorno ai 90-100°, con piano assiale subverticale (Fig. 2 e 3), sono state rilevate in un orizzonte di marne massicce alla Rocca Carpanca, presso il contatto coi soprastanti calcari. L'asse delle pieghe è suborizzontale ed ha direzione N90-95 (si veda la successiva fig. 13a). Un asse medio di rotazione conforme a quello di queste pieghe si ottiene altresì riportando all'orizzontale le superfici di strato dei vari affioramenti di marne (S. Lorenzino, Torre di Bastia, Verezzi) (Fig. 4). Questo asse di direzione circa E-W viene definito come «B₁». Esso è presumibilmente legato ad una fase tettonica iniziata anteriormente alla deposizione dei calcari, in quanto le marne da esso deformate si trovano nella maggior parte dei casi in discordanza spesso vistosa coi calcari stessi (si veda anche in BONI *et al.*, 1968). Riportando all'orizzontale le superfici di strato dei calcari, che formano, come si è detto, una grande e blanda conca, si ottiene invece un asse di rotazione medio intorno a N40-50, che viene definito «B₂».

Faglie di contrazione molto rare (con rigetti inferiori a m 0,20) sono state incontrate nei calcari alla Rocca degli Uccelli (località 6 di fig. 1). La loro inclinazione è molto forte, compresa fra 60 e 85°. Esse sono accompagnate da giunti conformi e si coniugano spesso con faglie parassite in posizione antitetica (Fig. 3). La loro dire-

zione è circa N110 e l'asse di rotolamento si concilia con l'asse B_1 dianzi descritto (Fig. 13 a).



Fig. 2 - Pieghe tipo *chevron* in un esile livello di marne posto a letto dei calcari presso la Rocca Carpanca (località 3 di fig. 1). L'assicella graduata misura cm 25.

Faglie *strike-slip* coniugate, con leggera componente diretta (?), sono state riconosciute alla Rocca Carpanca (località 3 di fig. 1), al contatto fra calcari e marne. Il loro sviluppo è pluridecametrico ed i rigetti verticali misurati sono sempre inferiori al metro (Fig. 5). Sulla prosecuzione verso il basso degli specchi di faglia è caratteristica la presenza di breccie calcaree iniettate all'interno delle sottostanti marne dalla pressione dei fluidi liberatisi con la rottura. Esse si raggruppano nelle due direzioni N100-110 e N170-180, for-

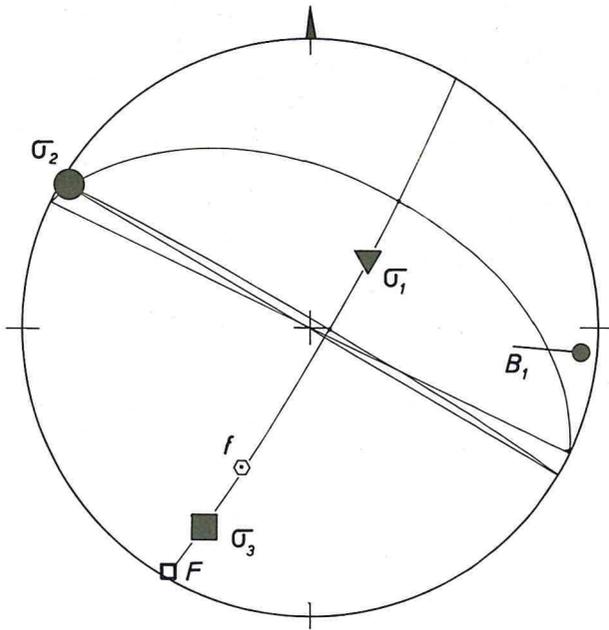


Fig. 3 - Nello stereogramma sono rappresentati due indicatori cinematici. La faglia di contrazione F , con la quale si coniuga la faglia secondaria antitetica f , è stata rilevata nei calcari alla Rocca degli Uccelli (località 6 di fig. 1). L'asse B_1 è relativo alle pieghe tipo *chevron* di fig. 2. L'asse intermedio del sistema $F\Delta f$ è pressoché coincidente con l'asse B_1 .

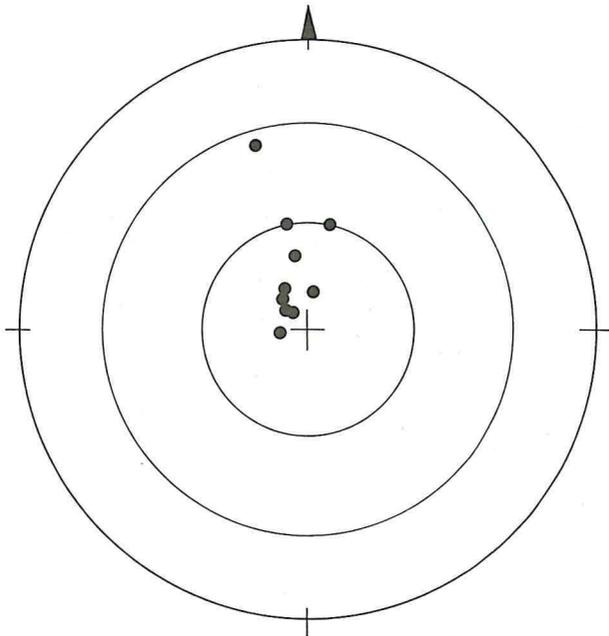


Fig. 4 - Campo totale delle giaciture di strato delle marne (località 1, 4 e 5 di fig. 1). Le giaciture più inclinate (55° verso Sud) si hanno nella località 4 (M. Cucco). La dispersione dei poli-strato avviene secondo un asse circa Est-Ovest conforme all'asse B_1 di fig. 3.

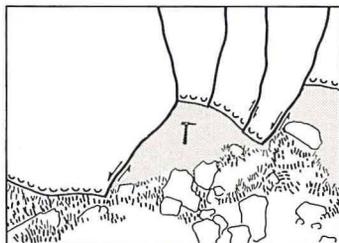
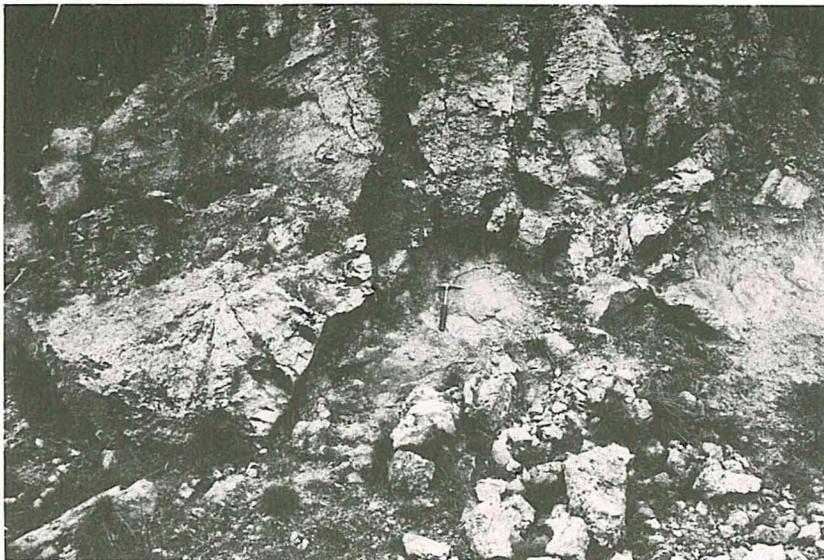


Fig. 5 - Faglie *strike-slip* destre con leggera componente diretta sul contatto fra calcari e marne (in *grisé* nel disegno) (Rocca Carpanca, località 3 di fig. 1).

mando un angolo diedro 2θ compreso fra 70 e 80° . L'asse maggiore di sforzo σ_1 che ne risulta è orizzontale ed orientato circa N135, in accordo con la direzione di raccorciamento legata all'asse B_2 .

Fasce di taglio sono molto frequenti nei calcari, soprattutto nelle zone del M. Cucco e della Rocca di Perti (località 4 e 2 di fig. 1). Esse hanno sviluppo plurimetrico e sono formate da schiere *en échelon* di fratture di taglio, riferibili a «riedel» principali e secondarie (Figg. 6 e 7). Lungo le «riedel» primarie pare di riconoscere i caratteri di una dilatazione più o meno accentuata. Lo sviluppo delle «riedel» secondarie risulta talora inibito, soprattutto nei rari casi osservati nei quali si ha un angolo 2θ inferiore a 60° , cui si

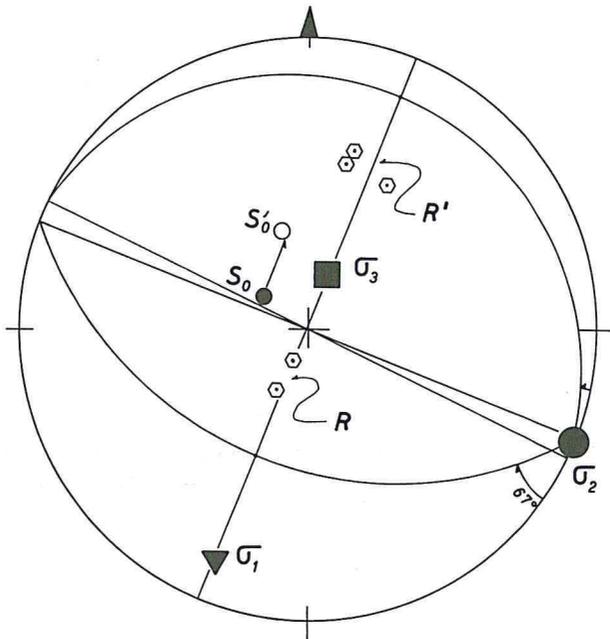
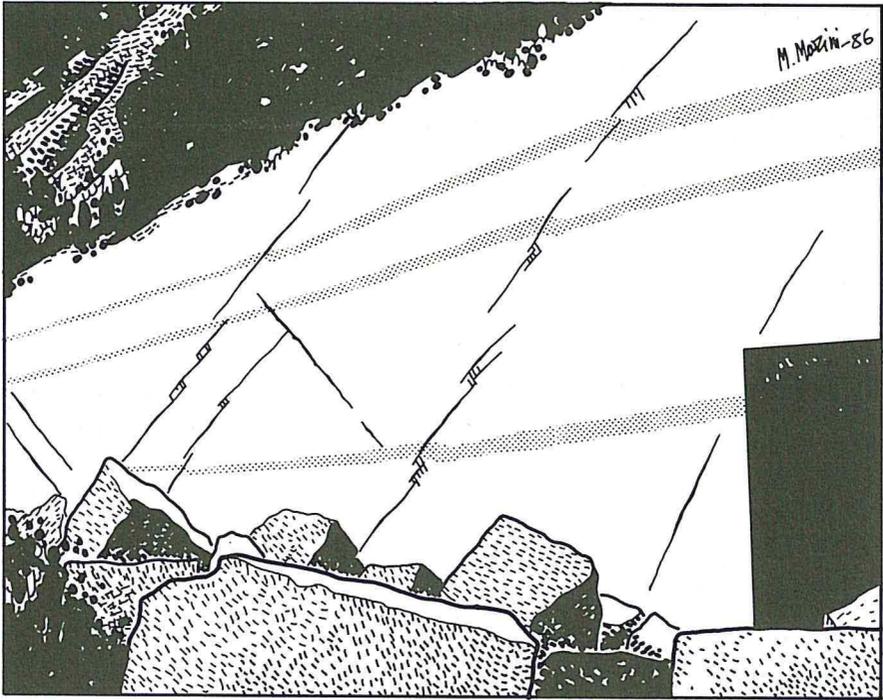
associa una forte dilatazione dei giunti di tensione (Fig. 7). Le fasce di taglio spostano le laminazioni sedimentarie di valori centimetrici e sono molto evidenti all'interno del sistema rotazioni nel senso della coppia che non superano di norma i $20-25^\circ$ (si veda in particolare lo stereogramma di fig. 6). Queste fasce di taglio con fratture a schiera *en échelon* presentano due particolarità. Innanzitutto, esse si coniugano con le fratture di tensione e dilatazione di pari scala, che risultano parallele alla bisettrice acuta compresa fra le «riedel». In secondo luogo, è quasi sempre riconoscibile una forte dissoluzione e rideposizione del carbonato di calcio, spesso accompagnata da microbrecciazione della roccia, in corrispondenza delle «riedel» principali e sul loro labbro sottospinta. In queste zone di dissoluzione non è più riconoscibile la tessitura originaria della roccia.

L'analisi dei casi di fasce di taglio osservate ha mostrato che il diedro acuto 2θ compreso fra le fratture di taglio di scala inferiore all'interno delle schiere raggiunge valori oscillanti fra 68 e 85° . L'ellissoide degli sforzi che ne discende ha un σ_1 orizzontale con direzione compresa fra N5 e N10 ed un σ_2 ancora orizzontale che si trova di conseguenza nella stessa posizione dell'asse B_1 delle pieghe rilevate (o costruite) nelle marne (Fig. 6).

Emerge da quanto esposto che gli indicatori cinematici riconosciuti, per quanto in numero modesto, permettono di identificare due distinti assi di deformazione in «b». Il primo, diretto circa E-W e con asse di raccorciamento N-S, è definito dalla presenza di pieghe (B_1), faglie di contrazione e fasce di taglio *en échelon*. Il secondo, diretto circa N40-50 e con asse di raccorciamento NW-SE, è confortato solo dalla geometria delle faglie *strike-slip* e dall'asse di rotazione costruito in base al basculamento delle superfici sedimentarie dei calcari (B_2).

Fig. 6 - Fasce di taglio *en échelon* nei calcari a Sud della località 4 di fig. 1 (zona del M. Cucco); il portale di cava a destra ha un'altezza di circa m 4 (da fotografia). Le bande in *grisé* sulla parete di cava evidenziano le flessure indotte dalle fasce di taglio nelle laminazioni sedimentarie. È evidente come i sistemi coniugati di strutture si ripetano in due ordini a scale diverse.

Lo stereogramma individua i giunti di taglio tipo «riedel» all'interno di una singola schiera (R ed R'), i quali però si mantengono pressoché conformi alle direzioni di schiere e giunti secondari di scala maggiore. Si può osservare che le laminazioni (S_0) subiscono una rotazione di circa $20-25^\circ$ (S'_0) conformemente all'asse di contrazione σ_1 e che l'asse intermedio δ_2 è pressoché coincidente con l'asse B_1 di fig. 3.



2.1.2. Giunti

Secondo la definizione recentemente datane da HANCOCK (1985), si intendono come «giunti» (*joints*) delle fratture sterili, chiuse, lungo le quali non ci siano né scivolamento né dilatazione misurabili alla scala dell'osservazione. I giunti così definiti sono le superfici mesostrutturali più diffuse e ne sono stati riconosciuti diversi tipi.

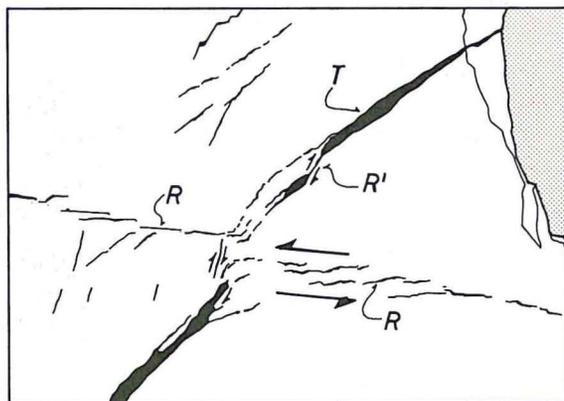


Fig. 7 - Situazione strutturale analoga a quella di fig. 6 rilevata su un blocco di roccia metrico non in posto e probabilmente riferibile al sistema 1a ($2\theta = 55^\circ$) (Rocca di Pertì, località 2 di fig. 1; da fotografia). Alla scala inferiore si riconosce la fascia di taglio *en échelon* composta da «riedel» sintetiche (*R*) e da «riedel» antitetiche (*R'*), essendo queste ultime molto meno evidenti, come sempre accade nei casi in cui si sviluppano giunti di tensione (*T*) con forte dilatazione. È evidente la rotazione del sistema nel senso della coppia di sforzo (agente qui in senso antiorario all'incirca secondo il lato più lungo del disegno).

I giunti più comuni sono rappresentati da superfici piane sistematiche, di norma scabre, aventi estensione e spaziatura variabili in proporzione diretta con lo spessore degli strati. In base ai loro rapporti di simmetria con le superfici sedimentarie e con gli assi in «*b*» (B_1 e B_2), considerando inoltre che «*a*» rappresenti la proiezione sulle superfici di strato dell'asse di raccorciamento e «*c*» l'asse normale alle stesse superfici (secondo il criterio proposto da HANCOCK e АТІУА, 1979) è stato possibile riconoscere tre classi caratteristiche di giunti sistematici definibili coi parametri *ac*, *hk0* e *h0l* (Fig. 8).

I giunti *ac* contengono gli assi in *a* ed in *c*, sono normali all'asse in *b* e si trovano sempre in posizione subverticale con direzione

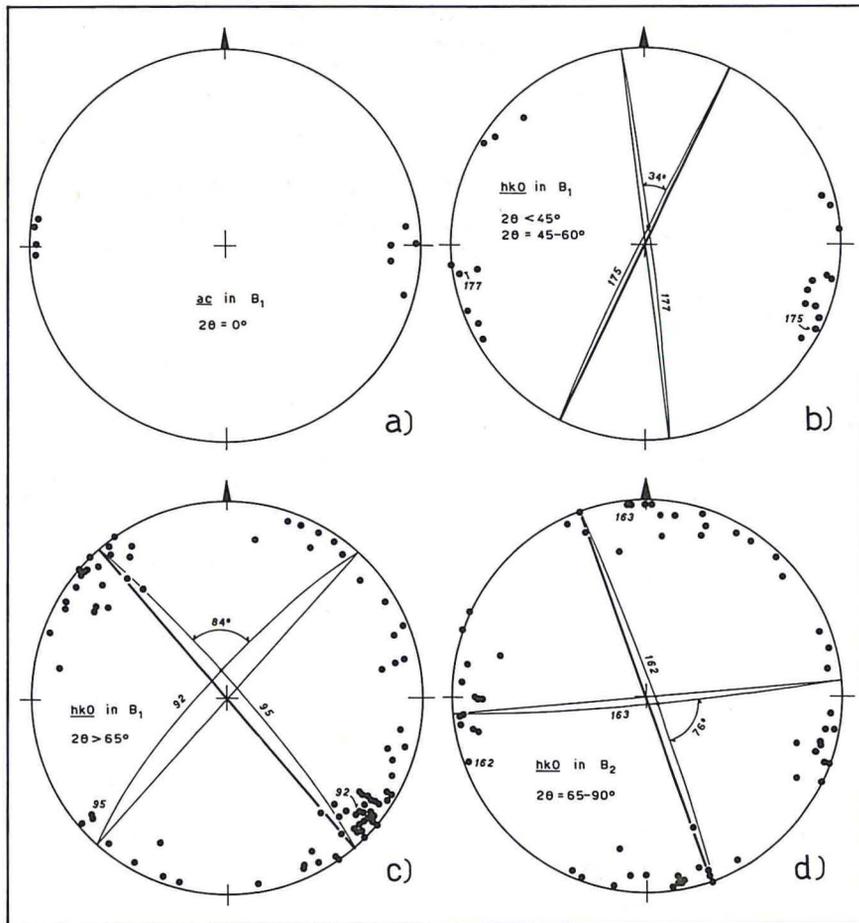


Fig. 8 - Campi totali dei giunti sistemati semplici e coniugati *ac* ed *hk0* simmetrici rispetto agli assi B_1 e B_2 . Tutti i giunti sono riferiti alla stratificazione ricondotta all'orizzontale. Sono rappresentati i quattro casi fondamentali (sulla base dei quali verranno individuati i vari sistemi e sottosistemi della successiva fig. 13) distinti in base alla gamma di valori del diedro acuto 2θ . Negli stereogrammi *b*, *c* e *d* è stata rappresentata una coppia significativa di giunti (contraddistinti dal numero d'ordine attribuito loro in campagna), con l'evidenziazione a tratto più marcato del giunto più sviluppato (non necessariamente corrispondente ad una «riedel» principale).

meridiana o submeridiana. Si tratta di giunti semplici piuttosto rari (Fig. 8 a) e di piccoli filoni sedimentari (Rocca degli Uccelli).

I giunti *hk0* sono normali alla stratificazione e contengono solo l'asse in *c*. Essi sono separabili in quattro famiglie con direzioni N20-40, N80, N140-160 e N170-180; di queste, le prime due sono di

gran lunga le più rappresentate. Questi giunti sono sempre coniugati e l'angolo diedro 2θ formato fra coppie di giunti, contenente l'asse in a , è ben definibile nelle due gamme di valori $25-50^\circ$ e $65-90^\circ$. Nelle marne sono riconoscibili entrambe le gamme, mentre nei calcari ricorre solo la gamma $2\theta = 65-90^\circ$, con una media dei valori pari a 80° . Si osserva inoltre che mentre l'asse B_1 controlla la simmetria di tutte e due le gamme definite dalle due famiglie di giunti con direzioni circa $N20-40$ e $N140-160$ (Fig. 8 b, c), l'asse B_2 si associa solo alla gamma $2\theta = 65-90^\circ$ (Fig. 8 d) e induce le due famiglie con direzioni $N80$ e $N170-180$. Di più, questa seconda gamma (simmetrica rispetto a B_2) è ben riconoscibile anche a scala megascopica su tutta l'area di affioramento dei calcari (Figg. 9 e 13 b) e controlla in maniera determinante l'orografia ed il reticolo idrografico. In taluni casi, in affioramenti di marne parecchio incli-

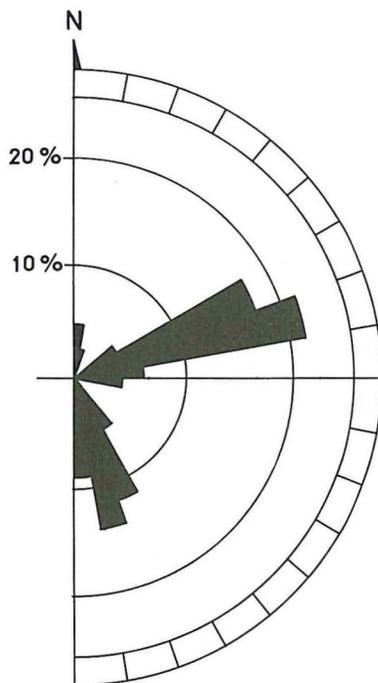


Fig. 9 - Diagramma stellare delle lineazioni dedotte da aerofotografie e rilevate prevalentemente nei calcari (si veda la successiva fig. 13 b). Si può osservare la notevole coincidenza degli addensamenti in questo diagramma e nello stereogramma di fig. 8 d.

nate (come nella zona di S. Lorenzino), i giunti $hk0$ simmetrici rispetto all'asse B_1 presentano giaciture molto lontane dalla verticale, ma sono sempre riconoscibili per i loro rapporti angolari con le superfici sedimentarie.

I giunti $h0l$ sono paralleli all'asse in b e si appoggiano ai giunti di strato con angoli variabili (Figg. 6 e 7). Anch'essi sono per lo più coniugati e l'angolo 2θ è sempre compreso nella gamma di valori $68-85^\circ$ con simmetria rispetto ad entrambi gli assi B_1 e B_2 . Mentre è frequente che l'angolo 2θ contenga l'asse in a (contrazione), solo raramente sono stati rilevati casi nei quali l'angolo 2θ contiene l'asse in c (dilatazione).

L'interferenza dei giunti sistematici coniugati $hk0$ ed $h0l$ fornisce di norma a scala mesoscopica configurazioni del tipo a «Y» o ad «X» più o meno irregolari (si veda in HANCOCK, 1985), con generazioni successive di giunti minori che si appoggiano a giunti maggiori più vecchi (Fig. 13). Il tipo di asimmetria di queste architetture, alla scala mesoscopica, è generalizzabile con qualche riserva sia nei giunti legati all'asse B_1 , che in quelli legati all'asse B_2 . Nell'ambito dei primi risulta più sviluppata (anche se meno frequente) la famiglia con direzione N140-160 (Fig. 8 c). Nell'ambito dei secondi la famiglia con orientazione N170-180 comprende di norma le strutture più appariscenti ed estese sulle quali si appoggiano le famiglie di strutture N80 (Fig. 8 d). Il tipo di asimmetria di queste ultime famiglie è invece molto vario da zona a zona alla scala megascopica e presenta configurazioni riconducibili per lo più al tipo «T» e «H» (Fig. 13 b).

In via del tutto subordinata, si sono riconosciute anche altre varietà di giunti. Tra questi, i più frequenti sono i giunti curvi, che nella maggior parte dei casi si realizzano per deviazione di una delle estremità di giunti $hk0$ e $h0l$ quando essi terminano vicino a giunti preesistenti (alla distanza di pochi millimetri) senza appoggiarvi contro (marne di Torre di Bastia). Nei calcari (Rocca degli Uccelli) si riconoscono poi giunti $hk0$ ravvicinatissimi, a sciami, ad andamento leggermente sinuoso con angolo 2θ intorno a $65-70^\circ$; essi sono di incerta interpretazione, per quanto paiano simmetrici rispetto all'asse B_1 .

Sono state riconosciute anche strutture rivelatesi non-sistematiche e legate a tensioni di collasso delle pareti rocciose. Esse hanno l'aspetto di *pull-apart* e sono definite dalla composizione *en échelon* di due superfici immergenti conformemente al versante,

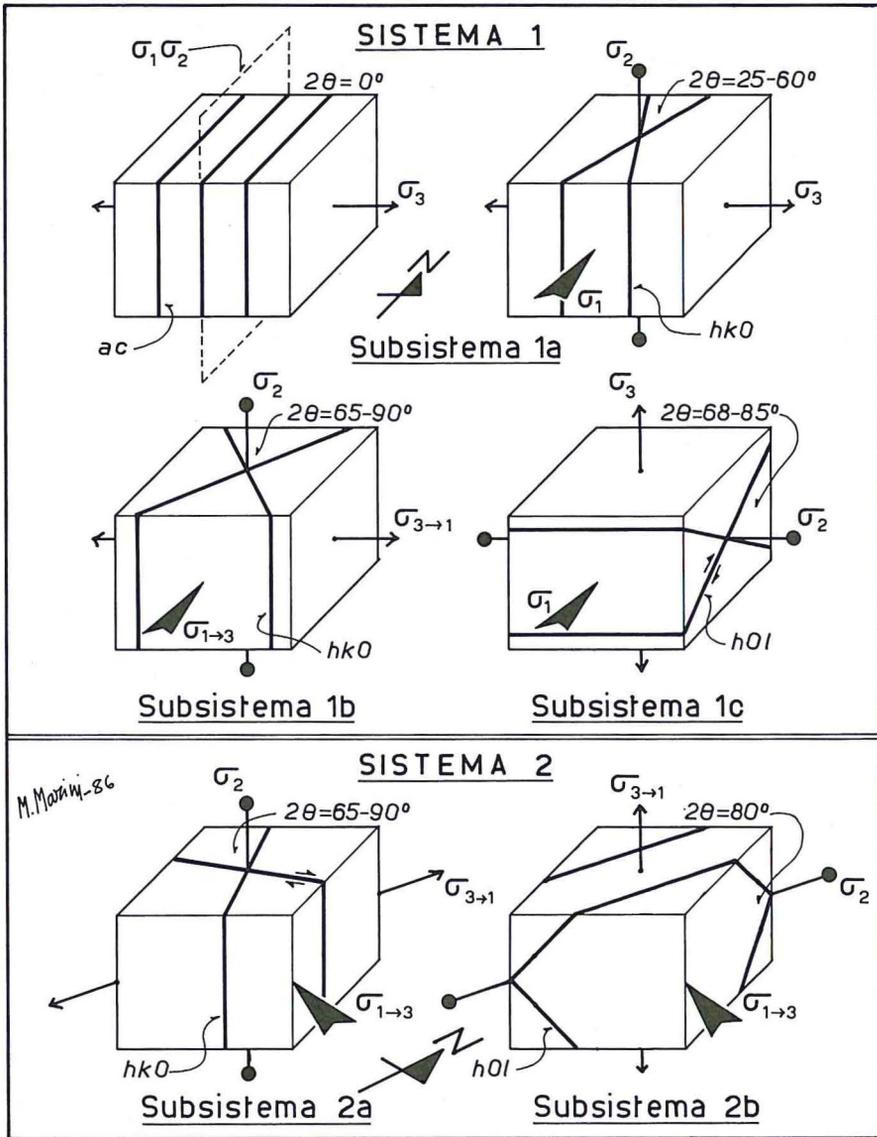


Fig. 10 - Stereogrammi assonometrici dei sistemi (e sottosistemi) di giunti sistematici simmetrici rispetto agli assi B_1 (sistema 1) e B_2 (sistema 2). Sistemi e sottosistemi sono ordinati in base alle posizioni dell'asse di maggior sforzo σ_1 (che spesso si scambia con l'asse di minor sforzo σ_3) ed al valore del diedro acuto 2θ . Per le spiegazioni si veda nel testo.

delle quali una di taglio e scivolamento con inclinazione di 30-35° ed una di estensione con inclinazione di 60°. Nella maggior parte dei casi i collassi delle pareti rocciose sono però controllati dai giunti $hk0$.

2.2. SISTEMI DI GIUNTI SISTEMATICI

Nella fig. 10 si sono raccolti gli schemi tridimensionali dei giunti sistemati (semplici e coniugati) descritti al precedente paragrafo. Essi sono stati raggruppati in due sistemi fondamentali, detti rispettivamente «sistema 1» e «sistema 2», caratterizzati dalla posizione omogenea dell'asse maggiore di sforzo σ_1 . Nel sistema 1 confluiscono famiglie di giunti sistemati simmetriche rispetto all'asse di piegamento B_1 e aventi σ_1 con direzione N-S (Figg. 11 e 13); nel sistema 2 confluiscono quelle simmetriche rispetto all'asse B_2 e aventi

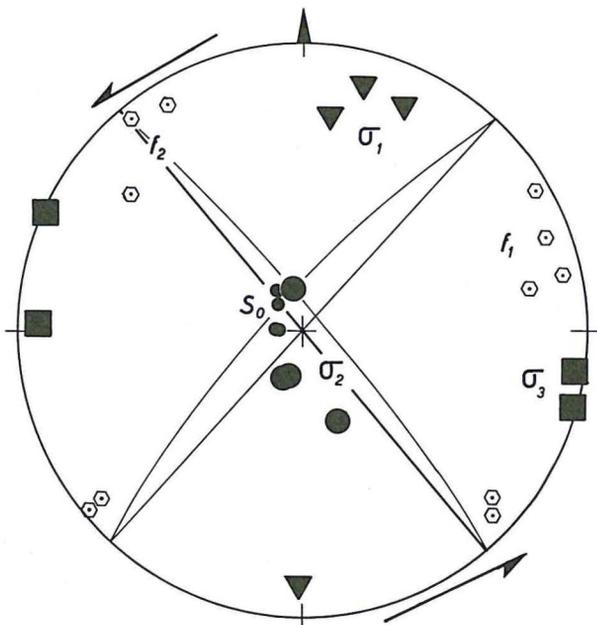


Fig. 11 - Situazioni strutturali attribuibili al subsistema 1 b (si veda la fig. 8) rilevate nelle marne di Torre di Bastia (località 1 di fig. 1), con stratificazione pressoché suborizzontale. La geometria del campo tensionale e la posizione del diedro acuto 2θ (contenente σ_1) rispetto ai giunti più sviluppati f_1 consentono di individuare la direzione ed il senso della coppia, rappresentati dalle frecce.

σ_1 con direzione NW-SE (Figg. 12 e 13). In ciascun sistema sono poi distinti vari subsistemi caratterizzati da varie posizioni assunte dall'asse di sforzo intermedio e da particolari gamme di valori del diedro acuto 2θ .

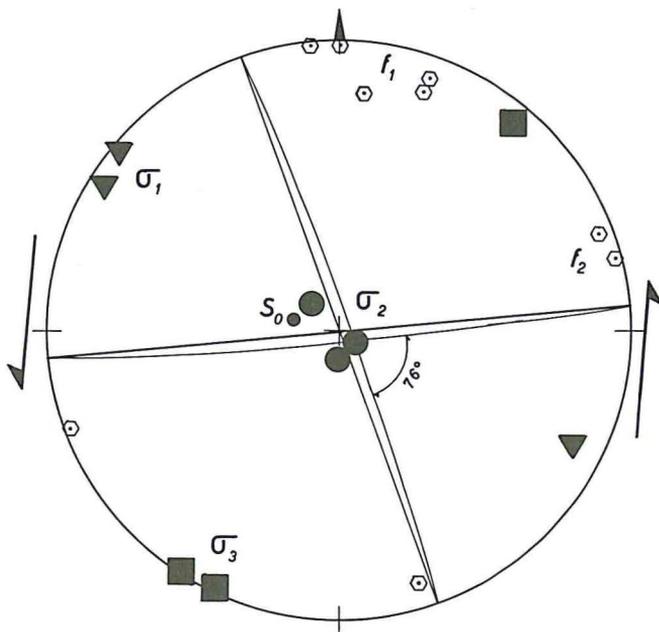


Fig. 12 - Situazioni strutturali attribuibili al subsistema 2 a (si veda la fig. 8) rilevate nei calcari alla Rocca degli Uccelli, in un caso nel quale i giunti E-W sono i più sviluppati (località 6 di fig. 1). Applicando lo stesso procedimento di cui alla fig. 11, si ottiene una coppia con lo stesso senso di rotazione antiorario, ma con diversa direzione.

Nel *sistema 1* è possibile distinguere tre subsistemi (1a, 1b e 1c). Il *subsistema 1a* è definito dai rari giunti semplici *ac* con direzione meridiana (angolo 2θ immaginario uguale a 0°) e dai giunti coniugati *hk0* con angolo diedro piccolo ($2\theta = 25-60^\circ$). Il *subsistema 1b* è definito da giunti *hk0* con diedro acuto grande ($2\theta = 65-90^\circ$) (Fig. 11).

Entrambi i subsistemi hanno il σ_3 in posizione orizzontale ed il σ_2 in posizione verticale, nella configurazione geometrica tipica dei sistemi di deformazione trascorrente. Le differenti gamme di valori ($2\theta = 0^\circ$, $2\theta = 25-60^\circ$ e $2\theta = 65-90^\circ$) permettono di ipotizzare il succedersi di condizioni climatiche diverse nel campo degli sforzi

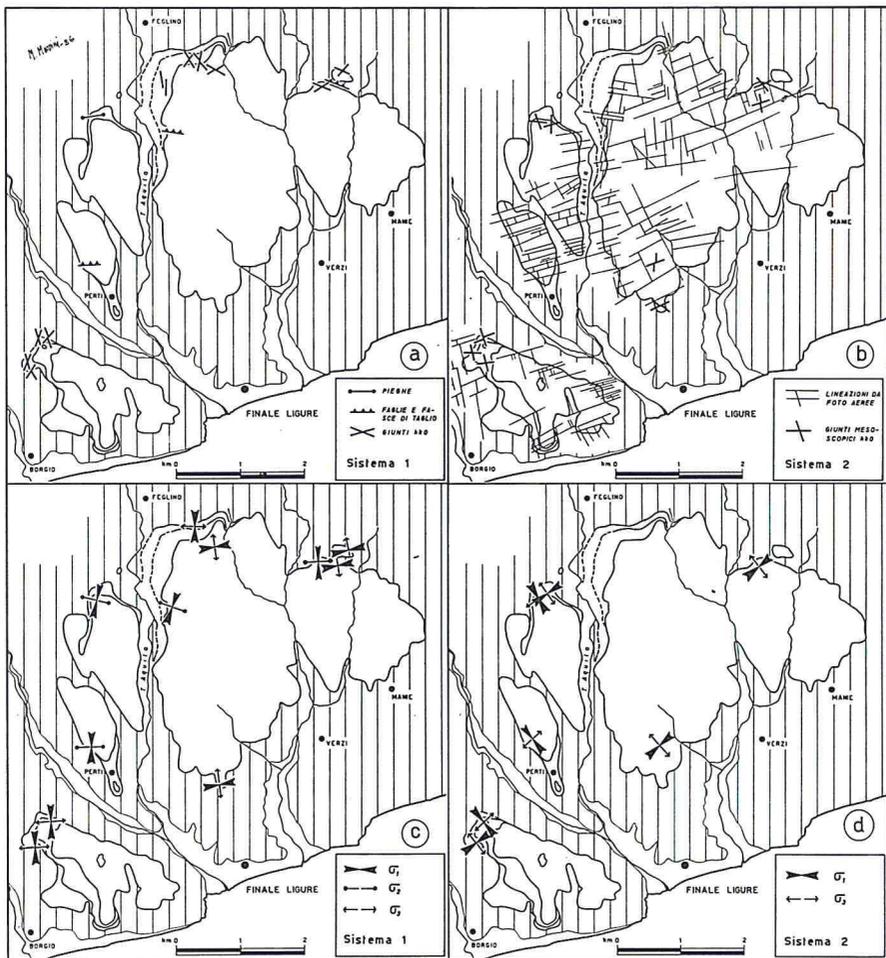


Fig. 13 - Carte sinottiche degli elementi strutturali principali (a-b) e dei campi tensionali (c-d) relativi ai sistemi 1 e 2.

al momento della rottura, in quanto — come è noto — l'angolo diedro 2θ è influenzato, oltre che dalla resistenza al taglio della roccia, anche dal valore $(\sigma_1 - \sigma_3)$ e da quello della pressione dei fluidi presente al momento dello sforzo (HANCOCK e KADHI, 1978). I giunti coniugati $hk0$ con $2\theta = 25-60^\circ$, denominati «fratture di taglio ibride» da HANCOCK (1985) e «fratture di estensione oblique» da DENNIS (1972), dovrebbero essersi realizzati al passaggio fra le condizioni estreme esistenti al momento della rottura dei giunti ac («rottura tensile» secondo ETHERIDGE, 1983), con una differenza dei valori effettivi

(σ_1 - σ_3)⁽¹⁾ minore di quattro volte la resistenza al taglio della roccia, e quelle esistenti al momento della rottura dei giunti *hk0* comprendenti un $2\theta = 65$ - 90° , definibili più propriamente come «giunti di taglio» e prodottisi con un valore (σ_1 - σ_3) maggiore di otto volte la resistenza al taglio della roccia. Il passaggio dal subsistema 1a al subsistema 1b potrebbe essere così collegato al progressivo drenaggio della roccia, conseguente al procedere del suo stato fessurativo.

Il tipo di asimmetria del reticolo dei giunti *hk0* (schematizzato in fig. 11) e la loro rotazione nell'ambito del sistema porterebbero ad attribuire il campo degli sforzi ad una tettonica rotazionale esterna (attuata secondo il modello di CLOOS, 1955, Tav. 2), di ampiezza regionale e generata da una coppia di forze antioraria.

Il *subsistema 1c* è definito da giunti *h0l* con direzione circa E-W. Essi sono paralleli alle fasce di taglio descritte al paragrafo 3.1.1. e formano un sistema compressivo che si inquadra perfettamente nel modello di trascorrenza delineato dai precedenti subsistemi 1a e 1b. L'asse neutro σ_2 è del resto compatibile con la posizione dell'asse delle pieghe B_1 . Il valore del diedro acuto $2\theta = 68$ - 85° pone questo subsistema nello stesso campo degli sforzi efficace al momento del verificarsi del subsistema 1b.

Nel *sistema 2* sono stati separati due subsistemi (2a e 2b), i quali ricorrono soprattutto nei calcari. Il *subsistema 2a* è definito dalle coppie di giunti coniugati *hk0* simmetrici rispetto all'asse B_2 , delimitanti sempre un angolo diedro $2\theta > 65^\circ$ (Fig. 8 d). Esso è caratterizzato da un σ_2 in posizione verticale (al pari di quanto osservato nei subsistemi 1a e 1b) e da un σ_1 con direzione circa NW-SE (Fig. 12). Non è infrequente, in questo subsistema, rilevare l'inversione dei due assi orizzontali di sforzo σ_1 e σ_3 . Si è detto che delle due famiglie di giunti *hk0* che lo compongono, quella con direzione circa N-S (N170-180) ha strutture solitamente più contenute ed estese, sulle quali si appoggiano i giunti appartenenti alla famiglia circa E-W (Fig. 8 d), ma non mancano settori nei quali accade il contrario (si veda la successiva fig. 13 b). Anche nel subsistema 2a, al pari di quanto osservato nel subsistema 1b, è riconoscibile un tipo di asimmetria della configurazione strutturale che conduce ad una coppia di forze antioraria (Fig. 12).

(¹) Si intende per «valore effettivo» di σ il valore del σ totale diminuito del valore della pressione dei fluidi p (si vedano i richiami a vari autori in HANCOCK e KADHI, 1978).

Il *subsistema 2b* (la cui frequenza non è significativa) è definito da famiglie coniugate di giunti *h0l* con angolo diedro medio $2\theta = 80^\circ$, bisettrice acuta orizzontale (σ_1 orizzontale) e σ_2 orizzontale parallelo o subparallelo all'asse B_2 . Esso ha una geometria simile a quella del *subsistema 1c*.

Entrambi i *subsistemi 2a* e *2b*, che si possono definire come composti da giunti di taglio in senso stretto, presentano gamme di valori di 2θ comprese fra 65 e 90° . Per questo motivo pare ragionevole attribuirli ad un campo di sforzo con condizioni simili a quelle già adombrate per i *subsistemi 1b* e *1c* (differenza dei valori effettivi di σ_1 e σ_3 maggiore di otto volte la resistenza al taglio della roccia), in condizioni di roccia già drenata.

2.3. ETÀ DELLE DEFORMAZIONI

Nell'ambito dei singoli sistemi e *subsistemi* la datazione relativa dei giunti *hko* è stata tentata nella maggior parte dei casi considerando che i giunti più giovani si appoggiano di norma ai giunti più vecchi (prevalenti configurazioni a «Y») e sono di dimensioni minori. L'attribuzione di un'età ai singoli sistemi e *subsistemi*, ciò che riveste maggior interesse per la collocazione temporale delle direttrici di paleosforzo, presenta qualche incertezza. Il solo *subsistema 1a* (famiglie coniugate di giunti *hko* simmetriche rispetto all'asse B_1 e con $2\theta < 60^\circ$) può essere datato con una certa sicurezza fra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (pre-Langhiano?) in un momento anteriore alla deposizione dei calcari. Esso è infatti riconoscibile solo nelle marne e risulta ruotato insieme ad esse secondo l'asse B_1 in epoca precedente alla deposizione dei calcari stessi. In questa fase deformativa di probabile età prelanghiana, alla quale è legato il *subsistema 1a* con $2\theta < 60^\circ$, l'asse maggiore di paleosforzo σ_1 è all'incirca meridiano (Fig. 13).

I *subsistemi 1b-1c* ed il sistema 2 coinvolgono allo stesso modo le marne ed i calcari. Nell'impossibilità di stabilire gerarchie fra le famiglie di giunti dei vari sistemi, pare ragionevole supporre che i *subsistemi 1b* e *1c* (famiglie di giunti *hko* ed *h0l* simmetriche rispetto a B_1 e con $2\theta > 65^\circ$), i quali prevedono un asse maggiore di paleosforzo ancora meridiano, si siano sviluppati sulla prosecuzione della stessa fase che ha prodotto il *subsistema 1a*, seppure in diverse condizioni di clima deformativo. D'altro canto, non si sono osservati elementi determinanti per definire un rapporto coerente

te, che però non può essere escluso, fra la sedimentazione dei calcari e la geometria dei vari subsistemi 1a, 1b ed 1c⁽²⁾. Soprattutto nei calcari delle zone di Verezzi e della Rocca di Perti in posizione stratigraficamente inferiore, la presenza di varie strutture sedimentarie orientate (*convolute laminations, cross-bedding*, ecc.) lascia pensare che la dinamica della sedimentazione sia stata in parte influenzata anche da fattori esterni di probabile origine tettonica.

Il sistema 2 (famiglie di giunti *hk0* ed *h0l* simmetriche rispetto all'asse B_2 e con $2\theta > 65^\circ$) prevede invece un asse maggiore di paleosforzo diretto circa NW-SE; il clima deformativo è simile a quello del precedente subsistema 1b, ma diversa è l'orientazione del campo di forze, che risulta ora ruotato sul piano orizzontale in senso antiorario⁽³⁾. Il tipo di asimmetria dei reticoli e la posizione del campo tensionale, simili a quelli già riconosciuti nel Pliocene ligure (MARINI, 1984), farebbe propendere per una datazione di questo sistema deformativo ad epoca postmiocenica.

3. Conclusioni

Le conclusioni che è possibile trarre da quanto esposto riguardano essenzialmente: 1) l'assetto strutturale della Pietra di Finale, 2) il riconoscimento al suo interno di almeno due episodi deformativi e due diversi climi deformativi successivi e 3) i meccanismi geodinamici che hanno indotto le deformazioni.

3.1. Le deformazioni di tipo fragile e semifragile rilevabili nei vari termini da oligo-miocenici a miocenici della Pietra di Finale sono riferibili (in ordine di frequenza crescente) a pieghe, faglie (di contrazione, di dilatazione e *strike-slip*), fasce di taglio *en échelon* e giunti sistemati. La geometria degli elementi strutturali relativi agli indicatori cinematici (pieghe, faglie e fasce di taglio), per quanto rari, suggerisce la presenza di due assi tettonici ben individuati, l'uno circa E-W (B_1) e l'altro circa N40-50 (B_2).

(²) Un obiettivo di tal genere richiederebbe del resto un'analisi sedimentologica delle varie formazioni che va al di là delle finalità di questo lavoro.

(³) Tali direzioni di stress del sistema 2 trovano una buona corrispondenza con quelle riconosciute da PEROTTI (1985) nelle Marne di Rigoroso, di età oligocenica superiore-miocenica inferiore, in settori del bacino terziario ligure-piemontese posti a NE.

I giunti sistematici sono raggruppabili in varie famiglie di giunti semplici o coniugati definite, secondo il criterio di HANCOCK e ATIYA (1979), dai parametri ac , $hk0$ e $h0l$, simmetriche rispetto ai due assi citati. Il reticolo dei giunti coniugati si presenta asimmetrico, con maggior sviluppo di uno dei due elementi della coppia; una siffatta configurazione del dispositivo è normale negli ambienti tettonici rotazionali (Cloos, 1955).

3.2. I giunti sistematici coniugati permettono di individuare varie configurazioni riconducibili a due sistemi ricorrenti caratterizzate e dal peculiare assetto del campo degli sforzi e da particolari gamme di valori del diedro acuto 2θ . Un primo sistema presenta il σ_1 con orientazione circa Nord-Sud e tre gamme di valori di 2θ pari a 0° , $25-60^\circ$ e $65-90^\circ$. Un secondo sistema presenta il σ_1 con orientazione circa NW-SE (frequentemente sostituito dal σ_3) e una sola gamma di valori di 2θ pari a $65-90^\circ$. Esso è molto evidente anche alla megascala. I sistemi di giunti sistematici del subsistema 1a con valori di $2\theta < 60^\circ$ sono sicuramente i più antichi, in quanto sono stati riconosciuti anche nelle marne prelanghiane (?), raddrizzati insieme alle marne stesse prima della deposizione dei calcari. Si presume che essi si siano verificati in condizioni non drenate della roccia.

Non è però chiaro se i vari sistemi e subsistemi caratterizzati da diverse orientazioni del campo degli sforzi e da diverse gamme di valori di 2θ , debbano essere attribuiti a più fasi deformative successive (subsistema 1a, subsistema 1b e subsistema 2a) o piuttosto siano riferibili all'espressione di vari momenti distinti di un'unica deformazione progressiva. In favore di tale ipotesi sarebbero le rotazioni nel senso della coppia riconoscibili in numerose strutture.

È certo, in ogni caso, che essi si sono realizzati in almeno due diversi climi deformativi caratterizzati da valori di $(\sigma_1-\sigma_3)$ inferiori a quattro volte (subsistema 1a) o maggiori di otto volte (subsistemi 1b, 1c e sistema 2) la resistenza al taglio della roccia. Pare inoltre accertabile che le deformazioni del sistema 1 si siano espresse nel lasso di tempo Oligocene superiore (?)-Miocene medio e possano aver controllato anche la sedimentazione della Pietra di Finale. Le deformazioni del sistema 2, congruenti con le deformazioni già riconosciute nel Pliocene ligure, sono invece intervenute in epoca post-miocenica e controllano in maniera determinante il reticolo idrografico e la morfologia.

3.3. Il tentativo di interpretazione geodinamica delle soluzioni strutturali elaborate sulla base degli indicatori cinematici e dei sistemi di giunti sistematici conduce genericamente alla identificazione di meccanismi deformativi regionali di tipo trascorrente. Il quadro deformativo dei due sistemi ricostruiti (ed in particolar modo quello del sistema 1) mostrano infatti una perfetta compatibilità delle strutture e dei campi di sforzo con i modelli di *wrenching* teorici (ANDERSON, 1951; ecc.) e sperimentali (CLOOS, 1955; WILCOX *et al.*, 1973; SOULA, 1984; ecc.). I giunti coniugati e le faglie *strike-slip* ammettono un σ_2 verticale ed un σ_1 orizzontale, normalmente al quale si sviluppano gli assi di rare strutture di raccorciamento e contrazione riferibili a pieghe.

Si è visto come siano riconoscibili e una grande omogeneità e una grande estensione areale del reticolo di strutture fragili. La posizione del diedro acuto 2θ compreso fra giunti sistematici rispetto al senso di rotazione del giunto più sviluppato (che nel modello di tettonica rotazionale di Cloos, 1955, si realizza su angoli molto forti rispetto all'asse della zona di taglio), conduce poi nella stragrande maggioranza dei casi alla identificazione di una coppia di forze antioraria. Si configura così un quadro deformativo guidato dalla deformazione generalizzata dei vari livelli strutturali (si veda in particolare l'esperimento di Cloos, 1955, Tav. 2), comunque lontano da eventuali trascorrenti profonde la cui ubicazione è del resto ignota.

Ciò confermerebbe quanto già ipotizzato in MARINI (1984) per il Pliocene ligure. Il meccanismo geodinamico che si trova all'origine delle deformazioni fragili e semifragili della Pietra di Finale può essere ricondotto ad una generalizzata rotazione antioraria del settore occidentale dell'arco ligure in conseguenza dell'avanzamento relativo verso Nord della porzione centrale dell'arco stesso (zona del Gruppo di Voltri?). In questa ipotesi è previsto che il motore geodinamico sia da ricercare nell'espansione del fondo a crosta mista del bacino ligure e che la strutturazione fragile dei livelli cristallini superficiali non sia stata necessariamente guidata da discontinuità dello zoccolo rigido sottostante.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON E.M. (1951) - The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 pp.
- BONI P., MOSNA S., VANOSI M. (1968) - La «Pietra di Finale» (Liguria occidentale). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **18**, 102-150.

- CLOOS E. (1955) - Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. America*, **66**, 241-256.
- DENNIS J.G. (1972) - Structural geology. Ronald Press, New York, 532 pp.
- ETHERIDGE M.A. (1983) - Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: upper bound imposed by tensile fracturing. *Geology*, **11**, 231-234.
- HANCOCK P.L. (1985) - Brittle microtectonics: principles and practice. *Journ. Struct. Geol.*, **7** (3/4), 437-457.
- HANCOCK P.L., ATIYA M.S. (1979) - Tectonic significance of mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault. *Journ. Struct. Geol.*, **1** (2), 143-153.
- HANCOCK P.L., KADHI A. (1978) - Analysis of mesoscopic fractures in the Dhurma-Nisah segment of the central Arabian graben system. *Journ. Geol. Soc. London*, **135** (3), 339-347.
- MARINI M. (1984) - Le deformazioni fragili del Pliocene in Liguria. Implicazioni nella geodinamica alpina. *Mem. Soc. Geol. It.* (72° Congr. Soc. Geol. It., Torino), in stampa.
- PEROTTI C.R. (1985) - Analisi mesostrutturale della formazione delle Marne di Rigoroso fra il T. Lemme ed il T. Scrivia (margine sud-orientale del bacino terziario ligure-piemontese). *Rend. Soc. Geol. It.*, **8**, 53-56.
- SOULA J.C. (1984) - Génèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent: modèles expérimentaux et exemples géologiques. *Bull. Soc. Belge Géol.*, **93** (1-2), 83-104.
- WILCOX R.E., HARDING T.P., SEELY D.R. (1973) - Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **57** (1), 74-96.

(ms. pres. il 1 febbraio 1986; ult. bozze il 15 marzo 1987)