

R. CAROSI, C. MONTOMOLI, P.C. PERTUSATI (°)

ZONE DI TAGLIO NEL DOMINIO TOSCANO INTERNO (APPENNINO SETTENTRIONALE) (1)

Riassunto - Il rilevamento geologico-strutturale del Promontorio orientale del Golfo di La Spezia ed aree limitrofe ha portato al riconoscimento di zone di taglio sviluppatasi a diverse scale di osservazione, da quella cartografica a quella dell'affioramento, in formazioni appartenenti al Dominio Toscano Interno ed all'Unità di Massa. Il senso di movimento associato a queste zone di taglio, dedotto dallo studio degli indicatori cinematici sviluppatasi al loro interno, indica costantemente un senso di trasporto della parte superiore da SW verso NE. Lo sviluppo di clivaggio di crenulazione estensionale (*extensional crenulation cleavage*), in alcune zone di taglio, indica una deformazione non coassiale con componente di estensione parallela ai limiti della zona di taglio. La presenza di superfici di dissoluzione e di numerose vene sintettoniche ben sviluppate nei litotipi calcarei, indica una abbondante mobilità di fluidi durante la fase deformativa che ha determinato lo sviluppo delle zone di taglio. Le geminazioni sintettoniche nei cristalli di calcite suggeriscono che la deformazione per taglio sia avvenuta in un intervallo di temperatura compreso tra 150°-200 °C e 300 °C.

Lo sviluppo delle zone di taglio è verosimilmente da mettere in relazione alla collisione continentale (fase deformativa D1) che ha originato sovrascorrimenti e pieghe durante la messa in posto della Falda Toscana.

Abstract - *Shear zones in the Internal Tuscan Domain (Northern Apennines)*. Some shear zones, developed both at map and outcrop scale in the Internal Tuscan Domain and in the Massa Unit, have been recognized during the geological and structural mapping of eastern Promontorio di La Spezia and adjacent areas. The study of kinematic indicators developed in these shear zones show a persistent top-to-NE sense of shear. An extensional crenulation cleavage developed in some shear zones. This points out a non coaxial deformation with an extensional component parallel to the shear zone boundaries. The presence of dissolution surfaces and of many syntectonic veins, well developed in calcareous layers, shows abundant fluid mobility during the deformation phase responsible of the development of shear zones. Syntectonic twinning in calcite suggests that shear deformation developed within a temperature range of about 150°-200°C and 300°C. These shear zones could have been developed during the continental collision related D1 phase, responsible of the formation of thrusts and folds during the Tuscan Nappe overthrusting.

Key words - Northern Apennines, Tuscan Nappe, poliphase tectonics, shear zones, kinematic indicators.

(°) Dipartimento di Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56126 PISA.

(1) Lavoro eseguito con il contributo finanziario del Centro di Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino - CNR, Pisa.

INTRODUZIONE

Lo studio ed il rilevamento geologico strutturale del Promontorio orientale del Golfo di La Spezia hanno portato al riconoscimento di zone di taglio di bassa temperatura, in genere poco conosciute in Appennino Settentrionale, sviluppatesi all'interno di formazioni appartenenti alla Successione Toscana ed al Verrucano dell'Unità di Massa. Vengono descritte le caratteristiche geometriche delle zone di taglio e gli indicatori cinematici ad esse associate. Studi di dettaglio su zone di taglio di questo tipo sebbene molto scarsi (CARTER, 1992), sono in grado di fornire utili indicazioni per la ricostruzione dell'evoluzione tettonica dell'orogene.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Nell'area esaminata (Fig. 1), situata sul Promontorio orientale del Golfo di La Spezia, nella zona compresa tra i paesi di Lerici e Tellaro, affiorano formazioni appartenenti al Dominio Toscano Interno che vanno dai Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta fino al Macigno (MUCCHI *et Al.*, 1968; CIARAPICA E PASSERI, 1992) sovrastanti il Verrucano dell'Unità di Massa.

Il Promontorio è strutturato in una grossa antiforme delimitata sia sul lato orientale, confinante con la Val di Magra, che su quello occidentale (adiacente al Promontorio occidentale, interessato dalla piega di La Spezia; GIANMARINO E GIGLIA, 1990 con bibliografia) da faglie dirette.

Il Dominio Toscano Interno è caratterizzato da una tettonica polifasata, in cui si distinguono due eventi deformativi (PERTUSATI *et Al.*, 1977). La prima fase (D1), riferita ad un regime tettonico compressivo, è caratterizzata dallo sviluppo di pieghe subsoclinali con foliazione di piano assiale associata a metamorfismo di anchizona o ai primissimi stadi dell'epizona (CERRINA FERONI *et Al.*, 1983). La D1 è caratterizzata da una vergenza orientale ed è messa in relazione alla collisione continentale (CARMIGNANI E GIGLIA, 1977).

La seconda fase (D2) è stata recentemente messa in relazione ad un regime tettonico estensionale responsabile del sollevamento e denudamento del Complesso Metamorfico Apuano (CARMIGNANI E KLIGFIELD, 1990; CARMIGNANI *et Al.*, 1991) con formazione, a livelli medio crostali, di zone di taglio duttili coniugate. Anche durante la D2 si sviluppano pieghe con foliazione di piano assiale (S2), in genere senza blastesi sincinematica, con vergenza occidentale ed orientale rispettivamente sul versante

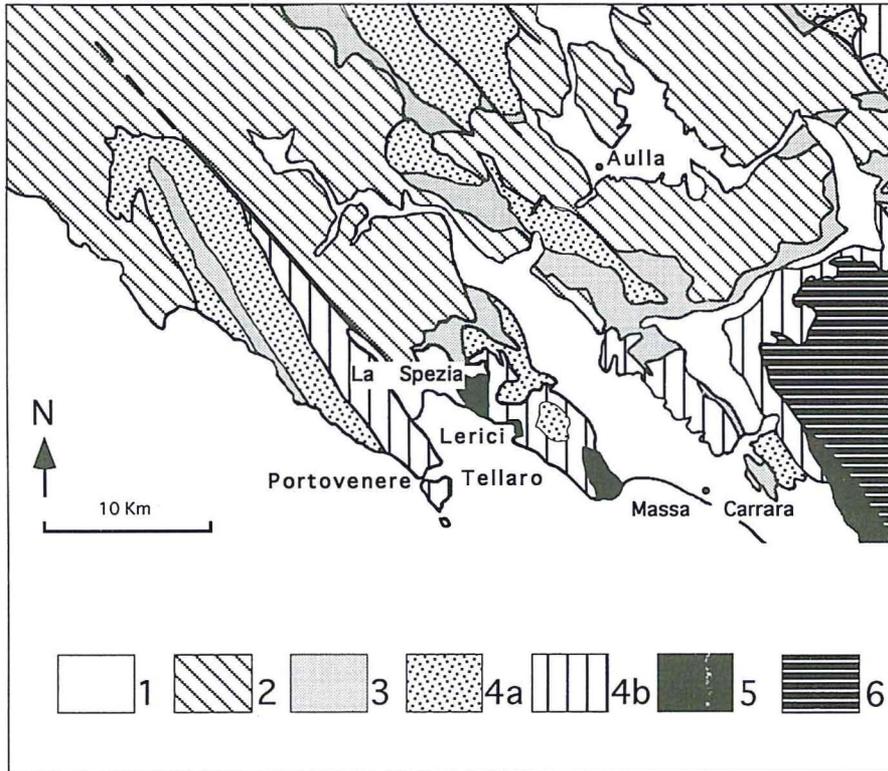


Fig. 1 - Localizzazione dell'area e schema tettonico (1: depositi recenti; 2: Unità Liguri; 3: Unità di Canetolo; 4: Falda Toscana (4a: Macigno e Scaglia; 4b: successione mesozoica); 5: Unità di Massa; 6: Unità Toscane metamorfiche).

occidentale ed orientale del Complesso Metamorfico Apuano (CARMIGNANI E KLIGFIELD, 1990). Recentemente anche la formazione della piega di La Spezia, a vergenza tirrenica, è stata attribuita a questo regime deformativo distensivo (GIANMARINO E GIGLIA, 1990; CARTER, 1992).

STRUTTURE DI TAGLIO E INDICATORI CINEMATICI

Strutture di taglio a scale diverse, da quella cartografica a quella microscopica, sono state riconosciute nell'area in esame.

Alla scala cartografica sono state distinte più scaglie tettoniche, con formazione di strutture tipo *duplex* a scala ettometrica, che interessano la successione affiorante e portano alla sovrapposizione di formazioni più antiche su formazioni più giovani (Fig. 2).



Fig. 2 - Zone di taglio alla scala cartografica con sovrapposizione di formazioni più antiche su formazioni più recenti (1: Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta; 2: Calcare Massiccio; 3: Calcari ad Angulati; 4: Calcare Rosso Ammonitico; 5: Calcare Selcifero; 6: Marne a Posidonia; 7: Diaspri; 8: Scaglia).

Zone di taglio alla scala metrica si sviluppano preferenzialmente nelle formazioni dei Calcari ad Angulati, nei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta e nel Verrucano. Ottimi esempi si osservano negli affioramenti di Punta delle Stelle, tra il Seno delle Stelle ed il Seno di Treggiano, dove le zone di taglio interessano la formazione dei Calcari ad Angulati, in alcuni affioramenti di Verrucano nel Golfo di Lerici e nei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta affioranti a Portovenere.

La differenza di competenza degli strati favorisce la concentrazione della deformazione e lo sviluppo di zone di taglio con spostamenti paralleli alla stratificazione.

Le zone di taglio sono zone ad alta deformazione rispetto alle zone circostanti e si formano in seguito ad una deformazione per taglio semplice, taglio puro o, più in generale, non coassiale (RAMSAY, 1980).

All'interno delle zone di taglio sono stati riconosciuti diversi tipi di indicatori cinematici la cui geometria permette di dedurre il tipo di deformazione che ha subito la roccia e gli spostamenti relativi. Le osservazioni degli indicatori cinematici sono state effettuate sulla sezione XZ dell'ellissoide della deformazione finita ($X \geq Y \geq Z$) individuate in base alla foliazione (piano XY) ed alla lineazione di estensione (asse X). Gli affioramenti studiati forniscono delle sezioni naturali molto vicine al piano XZ.

Shear Bands

Nelle zone di taglio che interessano le formazioni dei Calcari ad Angulati ed il Verrucano, si può osservare il caratteristico sviluppo di strutture conosciute come *shear bands*, costituite da S-C e clivaggio di

crenulazione estensionale (*extensional crenulation cleavage*) (PASSCHIER, 1991).

Strutture S-C

Gli indicatori cinematici più frequenti sono le strutture S-C (Fig. 3c) (BERTHÉ *et Al*, 1979). Le superfici S (*Schistosité*) sono orientate parallelamente al piano XY dell'ellissoide della deformazione finita e rappresentano zone di accumulo della deformazione finita. I piani C (*Cisaillement*) sono invece zone in cui si concentra un alto tasso di deformazione per taglio ed al tempo stesso sono piani di movimento relativo (*plane of shearing*, BERTHÉ *et Al.*, 1979). I piani S mostrano una caratteristica forma sigmoide. All'inizio della deformazione i piani S si formano con una inclinazione di 45° rispetto ai limiti di una zona di taglio semplice. Con il progredire della deformazione questo valore angolare diminuisce e le superfici S tendono a parallelizzarsi ai limiti della zona di taglio e quindi alle superfici C, che negli affioramenti studiati hanno una giacitura suborizzontale o mostrano deboli pendenze verso W. La spaziatura tra i piani C può essere da centimetrica a metrica. I due tipi di superfici (S-C) si formano durante lo stesso evento deformativo anche se il loro sviluppo non è esattamente sincrono, ma le superfici S si formano prima delle superfici C.

Il senso di movimento è risultato (della parte superiore) da SW verso NE (Fig. 3 a, b e d). Sulle superfici C, durante la deformazione si formano strie (lineazioni di estensione) orientate parallelamente alla direzione di movimento. In caso di taglio semplice, la direzione di movimento coincide con la perpendicolare alla lineazione di intersezione dei piani S e dei piani C appartenente al piano C. La direzione delle lineazioni di estensione è risultata circa N30E-N40E (Fig. 4).

Clivaggio di crenulazione estensionale (extensional crenulation cleavage)

Questo tipo di indicatore cinematico si sviluppa nelle zone di taglio che interessano i Calcari ad Angulati ed il Verrucano.

Si tratta di un insieme regolarmente spaziato di *shear bands* minori, oblique rispetto alla foliazione principale (PLATT E VISSERS, 1980) che formano un angolo di 25°-30° con la zona di taglio. Il nome deriva dalla osservazione che lungo queste zone di movimento avviene uno spostamento sintetico rispetto al taglio generale che induce una estensione parallela ai limiti della zona di taglio. Hanno inclinazione opposta rispetto alla foliazione principale (Fig. 5). Secondo PLATT E VISSERS (1980), PLATT (1984), HANMER E PASSCHIER (1991) e PASSCHIER (1991)

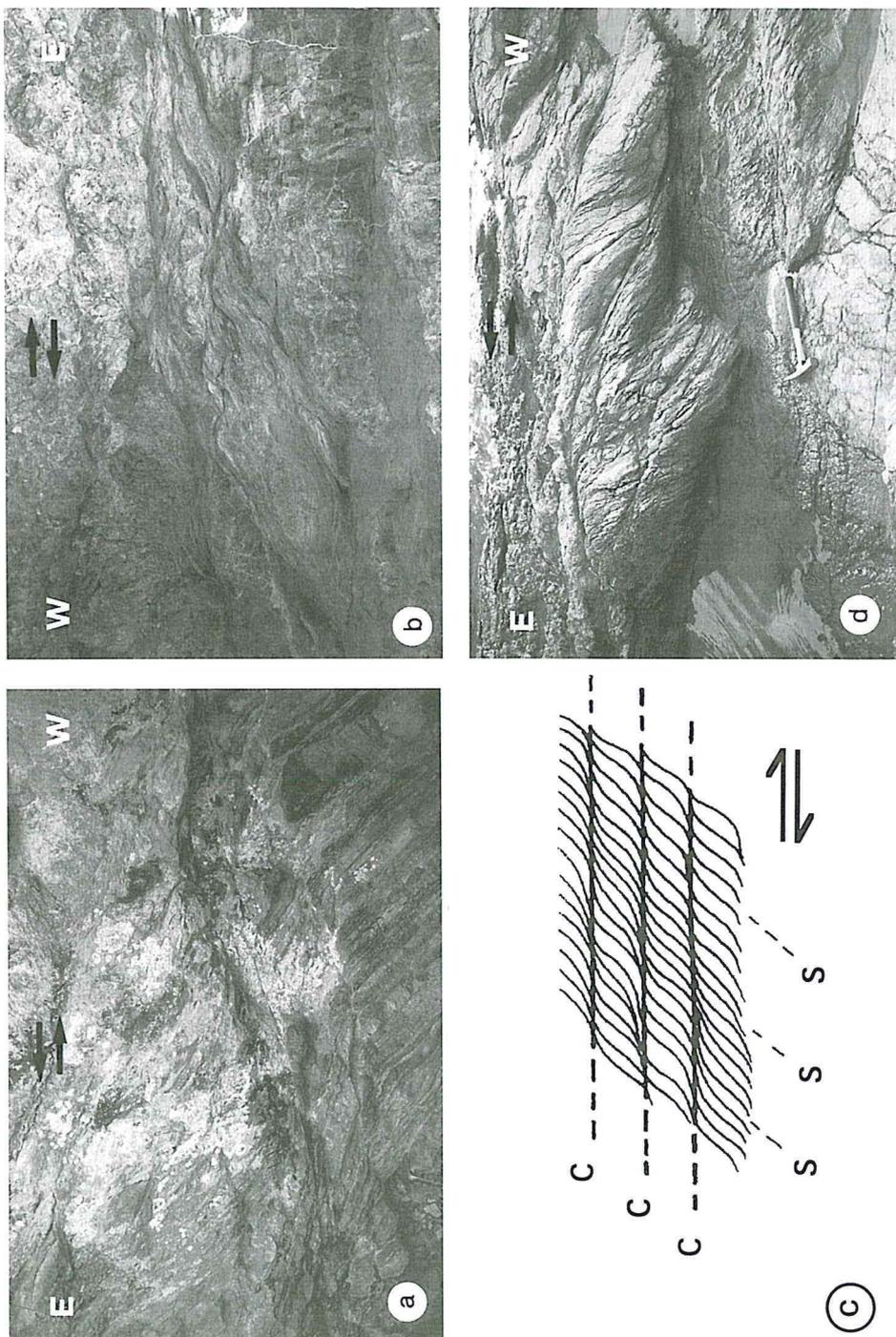


Fig. 3 - Rappresentazione schematica di strutture S-C (c) nel Verrucano di Lericci (a e b). e nei Calcari ad Angulati (Tellaro), (d).

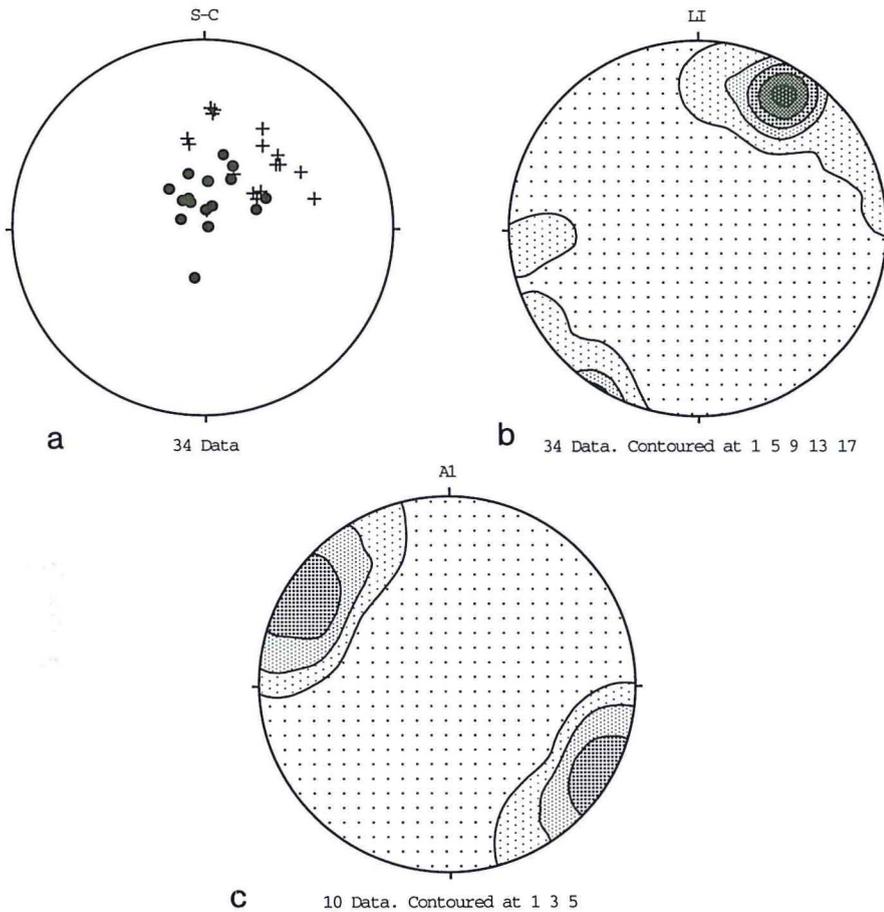
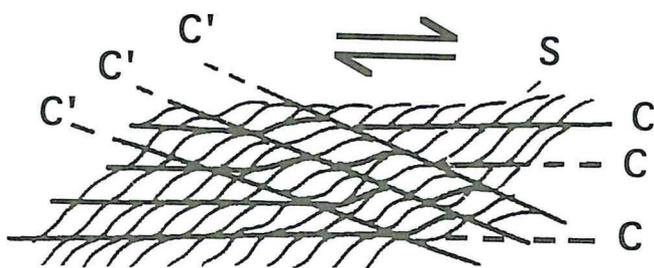


Fig. 4 - Proiezioni stereografiche (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) di elementi strutturali relativi alle zone di taglio:
 a) poli dei piani S (+) e poli dei piani C (o);
 b) lineazioni di estensione (L1);
 c) assi delle pieghe di trascinamento.

queste strutture sono caratteristiche degli stadi finali di evoluzione delle zone di taglio e si formano in prevalenza in rocce ben foliate. Il loro sviluppo è legato ad una componente compressiva normale alla zona di taglio e ad una estensione parallela ai limiti della zona stessa.

Strutture a Domino

Strutture a domino si sviluppano quando esistono anisotropie planari, per esempio piani di frattura nella roccia, o piani di geminazione e sfaldatura nei cristalli, oblique rispetto alla foliazione con inclinazioni



(a)

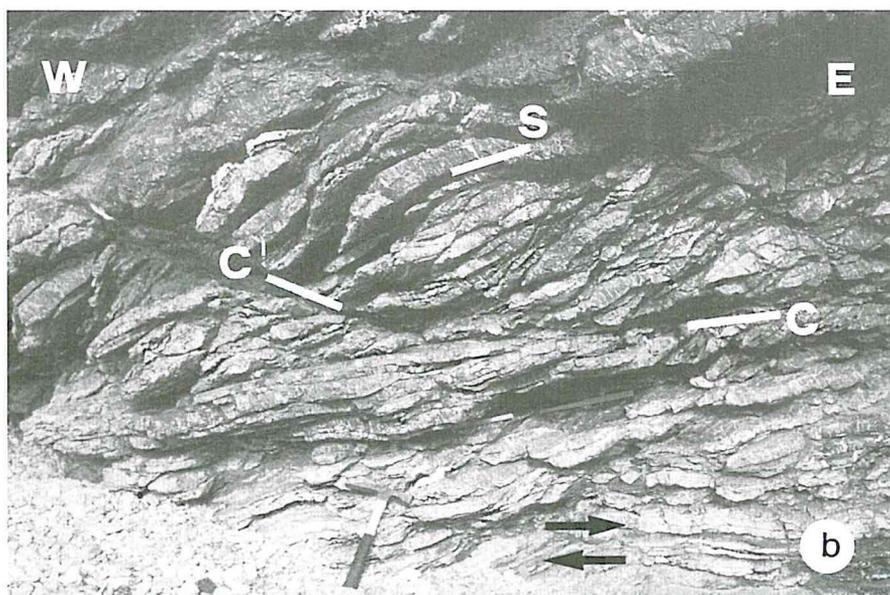


Fig. 5 - Rappresentazione schematica di strutture S-C e C' (a) ed esempi nei Calcari ad Angulati nella zona di taglio di Tellarò (b).

comprese tra 90° e 130° (SIMPSON, 1986). Strutture di questo tipo sono state osservate nelle zone di taglio che interessano i Calcari ad Angulati. Negli affioramenti esaminati (Fig. 6) il movimento dei piani di frattura, inclinati verso W, è antitetico rispetto al movimento generale ed i piani di frattura si comportano come faglie dirette ad alto angolo.

Pieghe di trascinamento

Pieghe asimmetriche alla mesoscala possono essere interpretate come pieghe di trascinamento (*drag folds*) (RAMBERG, 1963).



Fig. 6 - Esempio di strutture a domino con movimento antitetico rispetto al senso di taglio generale. Calcari ad Angulati (Tellaro).

Il piano assiale di queste pieghe è parallelo al piano XY dell'ellissoide della deformazione finita e ruota coerentemente con esso con il procedere della deformazione. Si formano in genere in un livello più competente compreso tra livelli meno competenti. Negli affioramenti esaminati pieghe di trascinalamento sono state osservate nei Calcari ad Angulati. L'orientazione media degli assi risulta N120E suborizzontale, ad alto angolo rispetto alle lineazioni di estensione (Fig. 4c). L'asimmetria delle pieghe indica anch'essa un senso di movimento della parte superiore da SW verso NE.

Sovrascorrimenti a piccola scala (thrust faults)

Questo tipo di indicatori cinematici sono stati osservati nei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta affioranti a Portovenere. Si sviluppano in livelli decimetrici più competenti compresi tra livelli meno competenti. Si tratta di piccole faglie inverse, che raccorcano la superficie di stratificazione. Gli esempi osservati interessano livelli decimetrici calcarei compresi tra livelli pelitici con giacitura suborizzontale. Morfologicamente possono essere riferiti al modello 2 (RAMSAY, 1992), infatti solo la porzione dello strato che si trova al di sotto della superficie di accavallamento (*hangingwall*) viene deformata e piegata durante il sovrascorrimento. La superficie di accavallamento ha un andamento

regolare, privo di variazioni brusche di inclinazione (*smooth trajectory thrust*) (COOPER E TRAYNER, 1986; McCLAY 1987). Nella zona di Portovenere queste strutture interessano i Calcari ad Angulati del fianco rovesciato della piega di La Spezia. E' importante notare che se la stratificazione viene riportata in posizione normale il senso di movimento indicato da queste strutture (da SW verso NE) non cambia (GIANMARINO E GIGLIA 1990; CARTER, 1992).

Altri esempi di sovrascorrimenti a piccola scala sono stati osservati nel Verrucano di Lerici, dove interessano alternanze di livelli decimetrici di quarziti e filladi.

Gli esempi descritti forniscono un senso di movimento della parte superiore da SW verso NE (Fig. 7).

Superfici di dissoluzione e vene in estensione

L'osservazione microscopica ha mostrato l'esistenza di superfici di dissoluzione, inclinate verso W, che formano un angolo di circa 25°-30° rispetto ai limiti della zona di taglio e coincidono con le superfici S. A 90° rispetto a queste superfici si sviluppano sistemi di vene di estensione di dimensioni da millimetriche a centimetriche a composizione calcitica. Presentano un fabric a mosaico, con una diminuzione della taglia dei grani dal centro verso il bordo della vena. Le osservazioni effettuate su sezioni parallele al piano XZ dell'ellissoide della deformazione finita offrono utili indicazioni sulla variazione dell'orientazione dell'ellissoide della deformazione progressiva. Tali variazioni sono marcate da orientazioni diverse dei vari sistemi di vene, che formano angoli variabili, ma sempre congruenti con una deformazione progressiva coerente con il senso di taglio generale verso NE.

Le superfici di dissoluzione si formano ortogonalmente all'asse di massima compressione, mentre le vene in estensione si aprono parallelamente ad esso (Fig. 8). Ne risulta un ellisse della deformazione con asse X inclinato verso W coerente con il senso di movimento generale osservato nella zona di taglio. L'orientazione dei piani di dissoluzione e delle vene sintettoniche ad essi perpendicolari è compatibile con una deformazione non coassiale che prevede un movimento della parte superiore da SW verso NE (Fig. 8).

La presenza di numerose superfici di dissoluzione e abbondanti vene, a riempimento calcitico, suggerisce una mobilità di fluidi all'interno della zona di taglio che può aver facilitato la deformazione.

Una stima delle condizioni di temperatura in cui è avvenuta la deformazione delle zone di taglio può essere effettuata osservando i diversi tipi di geminazioni presenti nei cristalli di calcite. Nei cristalli pretettoni-



Fig. 7 - Esempi di sovrascorrimenti a piccola scala nei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta nella successione rovesciata affiorante a Portovenere (a) e nel Verrucano affiorante a Lerici (b).

ci sono state osservate geminazioni meccaniche di tipo II e, sporadicamente, di tipo III (BURKHARD, 1990), che suggeriscono temperature della deformazione riferibili ad un intervallo compreso tra 150°-200° e 300°C.

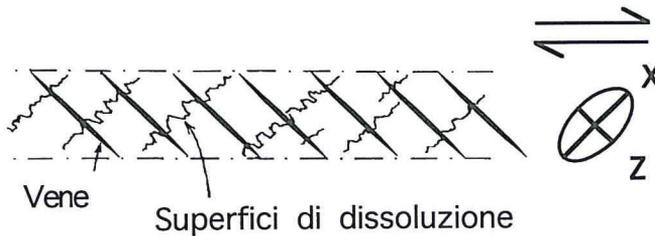


Fig. 8 - Zona di taglio nei Calcari ad Angulati (Tellaro): particolare delle superfici di dissoluzione e delle vene in estensione ad esse subperpendicolari (sezione sottile, nicol X, scala di riferimento: 4mm).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Nei pressi di Tellaro e Portovenere sono state osservate zone di taglio di bassa temperatura nella formazione dei Calcari ad Angulati, Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta e nel Verrucano, sviluppatasi parallelamente alla stratificazione con giacitura suborizzontale.

Gli indicatori cinematici osservati, costituiti da strutture S-C, clivaggio di crenulazione estensionale, strutture a domino, pieghe di trascinamento, vene in estensione e superfici di dissoluzione, indicano uno spostamento della parte superiore da SW verso NE.

Le geminazioni dei cristalli di calcite sembrano suggerire temperature di deformazione comprese tra 150°-200° e 300°C.

La presenza di clivaggio di crenulazione estensionale evidenzia una componente di estensione parallela alla zona di taglio. Tali strutture non sono comunque indicative del regime tettonico più generale nel quale si sono formate (PASSCHIER, 1991). La componente di estensione sub-orizzontale non indica un regime tettonico estensionale, ma si può formare per evoluzione spinta della zona di taglio semplice dove l'ellissoide della deformazione, inizialmente orientato a 45° rispetto ai limiti della zona di taglio, tende a parallelizzarsi con essi. In alternativa, l'estensione orizzontale può essere dovuta alla componente di taglio puro che accompagna le fasi finali dell'evoluzione della zona di taglio in un regime deformativo non-coassiale.

Zone di taglio di questo tipo sono scarsamente conosciute in Appennino Settentrionale, solo recentemente ne sono stati descritti alcuni esempi sviluppatasi nella formazione del Portoro sul Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia (CARTER, 1992). Qui ne sono state distinte due tipi: un primo tipo, che si sviluppa parallelamente alla stratificazione e mostra un senso di trasporto tettonico della parte superiore da SW verso NE, ed un secondo tipo che deforma il precedente, caratterizzato da un senso di movimento opposto (da NE verso SW) variamente inclinate rispetto ai piani di stratificazione.

Mentre il primo tipo di zone di taglio è stato messo in relazione alla prima fase deformativa, il secondo tipo è stato correlato con la seconda fase deformativa, responsabile della formazione della piega di La Spezia (GIANMARINO E GIGLIA, 1990; CARTER, 1992).

La presenza di scaglie tettoniche alla scala cartografica, caratterizzate dalla sovrapposizione di formazioni più antiche su formazioni più recenti sembra legata allo sviluppo delle zone di taglio di bassa temperatura sopra descritte, con senso di movimento della parte superiore da SW verso NE.

In accordo con quanto osservato nelle strutture di taglio del Promontorio Occidentale di La Spezia (CARTER, 1992), le zone di taglio studiate possono essere verosimilmente riferite alla fase compressiva D1 sviluppatasi durante il sovrascorrimento della Falda Toscana.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il Prof. L. Carmignani ed il Dott. E. Tavarnelli per la lettura critica del manoscritto e per i suggerimenti ricevuti.

BIBLIOGRAFIA

- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear zone. *Journ. of Struct. Geol.*, **1**, 31-42.
- BURKHARD M. (1992) - Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonics regime: a Review. *Journ. of Struct. Geol.*, **20**, 1-18.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. (1977) - Le fasi tettoniche terziarie dell'Autoctono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 1957-1981.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., MECCHERI M. (1991) - La vergenza "sin" e "post-nappe" della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane). *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**, 351-364.
- CARMIGNANI L., KLIGFIELD R. (1990) - Crustal extension in the Northern Appennines: transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex. *Tectonics*, **9**, 1275-1303.
- CARTER K.E. (1992) - Evolution of stacked shear zones in carbonates from mid-crustal levels: Tuscan Nappe, N.Appennines, Italy. *Journ. of Struct. Geol.*, **14**, 2, 182-192.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI G., LEONI L., MARTINELLI P. (1983) - Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della falda toscana nell'area di ricoprimento apuano. *Boll. Soc. Geol. It.*, **102**, 269-280.
- CIARAPICA G., PASSERI L. (1992) - Il Trias superiore ed il Lias inferiore dei Monti della Spezia. In: *Soc. Geol. It. 76° riunione estiva. Firenze 16-20 settembre 1992. Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale*, 31-36.
- COOPER M.A., TRAYNER P. M. (1986) - Thrust-surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques. *Journ. of Struct. Geol.*, **8**, 305-312.
- GIANMARINO S., GIGLIA G. (1990) - Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino Settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**, 683- 692.
- HANMER S., PASSCHIER C. (1991) - Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada*, paper 90-17, 1-72.
- MCCLAY K.R. (1987) - The mapping of geological structures. *Geological Society of London Handbook Series*, Open University Press, 164 pp.
- MCCLAY K.R. (1992) - Glossary of thrust tectonics terms. In: *Thrust Tectonics* (edited by K.R.McClay). Chapman & Hall, 419-433.
- MUCCHI A.M., PELLEGRINI M., MANTOVANI M.P. (1968) - Le serie stratigrafiche di Spezia e dei Monti d'Oltre Serchio. *Mem. Soc. Geol. It.*, **7** (2), 195-225.
- PASSCHIER C.W. (1991) - Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. *Geologie en Mijnbouw*, **70**, 203-211.
- PLATT J.P. (1984) - Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journ. of Struct. Geol.*, **6**, 439-442.
- PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980) - Extensional structures in anisotropic rocks. *Journ. of Struct. Geol.*, **2** (4), 397-410.
- PERTUSATI P.C., PLESI G., CERRINA FERONI A. (1977) - Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**, 587-603.
- RAMBERG H. (1963) - The evolution of drag folds. *Geological Magazine*, **100**, 97-106.
- RAMSAY J. G. (1980) - Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, **2**, 83-99.
- RAMSAY J. G. (1992) - Some geometric problems of ramp-flat thrust models. In: *Thrust Tectonics* (ed. K.R. McClay), Chapman & Hall, 191-200
- SIMPSON C. (1986) - Determination of movement sense in mylonites. *Journ. of Geol. Education*, **34**, 246-261.

(ms. pres. il 25 febbraio 1995; ult. bozze il 14 giugno 1995)