

R. CAROSI (*)

DETERMINAZIONE DELLA DEFORMAZIONE FINITA
NELLE SUCCESSIONI ERCINICHE DELLA SARDEGNA:
CONFRONTO TRA I METODI (**)

Riassunto — Sono stati applicati diversi metodi di analisi della deformazione finita in due dimensioni, a 13 sezioni di campioni di rocce deformate naturalmente. Vengono confrontati e discussi i risultati ottenuti. I metodi sono confrontati anche sulla base di un procedimento di rideformazione basato sui risultati dei metodi algebrici. I risultati migliori si ottengono dall'acquisizione automatica dei dati e dall'applicazione dei metodi Surfor (PANOZZO, 1984), Paror (PANOZZO, 1983) e SHIMAMOTO e IKEDA (1976).

Abstract — *Finite strain determination in the hercynian successions of Sardinia: a comparison of methods.* Several methods of two-dimensional finite strain analysis have been applied to 13 sections from specimens of naturally deformed rocks. The results are compared and discussed. The methods are also compared on the basis of a de-straining procedure based on the results of the algebraic methods. The best results are obtained from the automated acquisition of data and from the application of the methods Surfor (PANOZZO, 1984), Paror (PANOZZO, 1983) and SHIMAMOTO and IKEDA (1976).

Key words — Finite strain, Hercynian basement, Sardinia.

PREMESSA

L'analisi della deformazione finita costituisce un importante mezzo di indagine della geologia strutturale per il calcolo delle entità e delle orientazioni degli *strains* in aree deformate. Questo tipo di dati è usato da molti autori per studiare l'omogeneità dello stato di deformazione alle varie scale di indagine, la cinematica dei piega-

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

(**) Lavoro eseguito con il contributo finanziario del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, C.N.R., Pisa e del M.P.I. (Fondi 60%, Resp. P. Pertusati).

menti, i meccanismi di deformazione, per studiare il significato e l'origine delle anisotropie planari delle rocce, per realizzare sezioni bilanciate nelle porzioni più interne delle catene dove le rocce sono deformate più penetrativamente. Più raramente questo tipo di informazione è incorporato negli studi strutturali di carattere regionale, sia perché spesso mancano *strain markers* adeguati e sia per la grande quantità di tempo richiesta per effettuare l'analisi tridimensionale completa dei campioni.

Negli ultimi venti anni, a partire dal lavoro di RAMSAY (1967), che ha introdotto molte delle tecniche basilari per il calcolo della deformazione, sono state sviluppate molte tecniche sia grafiche che algebriche. Tuttavia un notevole svantaggio rimane la quantità di tempo impiegato per le analisi. Ad esempio PATERSON (1983) ha stimato in 15-30 ore il tempo necessario per ottenere dati di deformazione da un conglomerato. Lo scopo di questa nota è di applicare alcune delle tecniche più conosciute e più usate per l'analisi della deformazione finita in due dimensioni a rocce naturalmente deformate, appartenenti alle successioni paleozoiche della Sardegna (Tab. 1), al fine di valutare le diverse affidabilità dei metodi e riproducibilità dei risultati, per effettuare successivamente uno studio a carattere più generale attraverso le diverse unità tettoniche implicate nella orogenesi ercinica.

In questo lavoro il termine deformazione finita è usato come sinonimo del termine *finite strain* della letteratura anglosassone, che sta a significare il cambiamento totale di configurazione di un corpo da uno stato iniziale ad uno stato finale. Lo *strain* è definito matematicamente da un tensore del secondo ordine, che necessita di quattro termini per essere completamente definito in due dimensioni e di nove termini in tre dimensioni. Lo stato di *strain* finito viene visualizzato in due dimensioni dallo ellisse dello *strain*, che è specificato dai suoi semiassi principali ($1+e_1$; $1+e_2$) e dall'orientazione del suo semiasse maggiore.

Poiché generalmente non abbiamo informazioni dirette sullo stato iniziale delle rocce deformate naturalmente, nei metodi che utilizzeremo in seguito non possiamo ricavare le estensioni vere lungo le direzioni principali, ma solo il rapporto tra i semiassi principali e la loro orientazione.

Le assunzioni su cui si basano la maggior parte delle tecniche sono che lo *strain* sia omogeneo alla scala del campione studiato e che non vi siano state variazioni di volume durante la deformazione.

Per calcolare la deformazione finita sono necessari degli oggetti

esistenti prima della deformazione, che hanno subito cambiamenti di forma (senza perdere la propria identità) e/o di posizione, che sono chiamati *strain markers*.

I calcoli del rapporto assiale e delle orientazioni degli assi principali vengono effettuati su sezioni bidimensionali delle rocce; i dati così ottenuti possono essere combinati per ricostruire l'ellissoide della deformazione finita per mezzo di numerosi metodi noti in letteratura: RAMSAY (1967), OERTEL (1970), ROBERT e SIDDANS (1971), SHIMAMOTO e IKEDA (1976), OERTEL (1978), MILTON (1980), SIDDANS (1980), OWENS (1984), DE PAOR (1986) e TREAGUS (1986).

METODI USATI PER IL CONFRONTO

Vengono di seguito descritti in modo generale i metodi utilizzati per il confronto. Il lettore interessato può consultare le opere citate per ulteriori dettagli e chiarimenti.

CLOOS (1947), RAMSAY (1967): la tecnica consiste nel misurare gli assi principali, massimo e minimo, di oggetti deformati, all'inizio approssimativamente circolari, e di proiettare i dati così ottenuti su un diagramma cartesiano, con asse maggiore in ascisse e asse minore in ordinate. La pendenza della retta che meglio interpola i punti proiettati è presa come stima del rapporto assiale dell'ellisse dello *strain* su quella sezione.

HANNA e FRY (1979) hanno notato che, qualunque definizione si usi per la linea di *best-fit*, il risultato è migliore se calcolato. Per questo si è usato anche il rapporto tra la somma degli assi maggiori e la somma degli assi minori per il calcolo dell'ellisse dello *strain*.

Metodo delle medie: viene effettuata la media aritmetica, geometrica e armonica dei rapporti assiali misurati, presa come rapporto assiale dell'ellisse dello *strain*. LISLE (1977) ha mostrato che la media armonica costituisce un'ottima e rapida approssimazione dell'ellisse dello *strain*, pur rappresentandone una leggera sovrastima. Altri autori (PATERSON, 1983; BORRADAILE, 1984; BABAIE, 1986) hanno successivamente confermato tale risultato, per cui verrà utilizzata solamente la media armonica per il confronto con gli altri metodi.

Metodo Rf/ø: assume una deformazione omogenea di *markers* di forma iniziale ellittica e orientati in maniera statisticamente uniforme. Dopo la deformazione, le forme finali delle particelle e le loro

orientazioni dipendono dalla forma e dall'orientazione iniziale e dall'intensità e orientazione dell'ellisse dello *strain*. DUNNET (1969) ha trovato una relazione che lega direttamente i due parametri misurabili (rapporto assiale finale R_f e orientazione finale θ) all'ellitticità iniziale e all'intensità dello *strain*, ed ha costruito una serie di grafici standard per ogni valore di *strain*. I dati misurati possono essere confrontati direttamente con le curve standard per trovare quella che meglio li interpola. DUNNET e SIDDANS (1971) hanno esteso questo metodo ad includere *fabrics* sedimentari planari, lineari ed embricati. Uno svantaggio di questo metodo, molto usato in geologia strutturale, è quello della soggettività dell'operatore nella scelta delle curve standard (PEACH e LISLE, 1979), che può comportare grossi errori nella stima dello *strain* e notevole dispendio di tempo.

Per ovviare a questi inconvenienti, LISLE (1977) ha sviluppato il metodo delle curve teta (curve di uguale orientazione iniziale dei markers), che permette una valutazione più oggettiva delle curve che meglio si sovrappongono alla nuvola di punti proiettati. LISLE (1985) fornisce una serie di grafici standard simili a quelli di DUNNET (1969), con in più le curve teta, sui quali vengono proiettate le misure R_f/θ e applicato il test statistico chi-quadrato, per verificare l'ipotesi di una distribuzione iniziale di orientazioni uniforme. Per questo lavoro è stata scritta una versione semplificata, in Gwbasic, del programma Teta di PEACH e LISLE (1979) in Fortran IV, per eseguire l'analisi dello *strain* con il metodo delle curve teta. Si determina lo *strain* partendo dal valore della media armonica, e togliendo progressivamente la deformazione per piccoli incrementi in direzione ortogonale alla direzione della media vettore delle orientazioni delle particelle. L'omogeneità della distribuzione dei *markers* è valutata dal test chi-quadrato ad ogni incremento di deformazione. Il totale di incrementi di deformazione che produce la distribuzione più uniforme delle orientazioni dei *markers* analizzati, e che fornisce quindi il minimo valore di chi-quadrato, è preso come stima dello *strain*.

RAMSAY (1967), RAMSAY e HUBER (1983), (R_f max.-min.): considera ancora la deformazione omogenea di particelle ellittiche e calcola lo *strain* in maniera semplice e veloce dai valori dei rapporti assiali finali massimo e minimo misurati su una sezione e proiettati su un grafico R_f/θ .

SHIMAMOTO e IKEDA (1976): hanno sviluppato un metodo algebrico per calcolare lo *strain* da un insieme di particelle ellittiche deforma-

te, che considera il rapporto assiale e l'orientazione dell'asse maggiore e li usa numericamente per calcolare la matrice finale di forma. Gli autovalori e gli autovettori di tale matrice rappresentano gli assi principali e l'orientazione dell'ellisse dello *strain* sulla sezione considerata.

ROBIN (1977): presenta un metodo semplice per calcolare algebricamente il valore dello *strain*, partendo da *markers* di forma iniziale qualunque e orientati omogeneamente. Su una immagine della roccia deformata si tracciano, per ogni *marker*, due linee passanti per il suo centro, e parallele agli assi principali dell'ellisse dello *strain* sulla sezione. Si misurano i segmenti (A_j e C_j) definiti dalla intersezione delle due linee con i contorni di ogni particella; la media logaritmica di tutti i rapporti A_j/C_j fornisce il rapporto degli assi dell'ellisse della deformazione.

RAMSAY (1967): centro-a-centro: vengono considerati i centri degli oggetti scelti come *markers* per la deformazione. Il metodo si basa sull'assunzione che la lunghezza delle linee che collegano il centro di ogni oggetto con i «vicini più vicini» è, nello stato indeformato, statisticamente indipendente dalla direzione. Dopo una deformazione omogenea, le linee cambiano orientazione e lunghezza secondo il raggio dell'ellisse dello *strain* ad esse parallele. Effettuando numerose misure di lunghezze di linee e di angoli, rispetto ad una direzione costante e, proiettando su un diagramma lunghezza-azimuth, i punti tenderanno a disporsi su una curva sinusoidale. Il rapporto tra i valori massimo e minimo della curva fornisce il rapporto assiale dell'ellisse dello *strain*, e la direzione del massimo fornisce direttamente l'orientazione dell'asse maggiore dell'ellisse stesso.

FRY (1979), HANNA e FRY (1979): *all-object-separation*: questo metodo si basa sull'assunzione che la disposizione dei centri, delle intersezioni degli oggetti presi come *markers*, con la sezione considerata, abbia una distribuzione isotropa (ma non del tipo di Poisson) nello stato indeformato, e che i centri stessi si siano comportati passivamente durante la deformazione. Effettuando una *all-object-separation*, si proiettano i centri delle particelle più vicine ad ogni particella esaminata, che di volta in volta viene posta nel centro di un riferimento stabilito.

Sul grafico corrispondente si viene a disegnare un'area ellittica a bassa densità di punti, il cui rapporto assiale e orientazione sono

proporzionali a quelli dell'ellisse dello *strain*. HANNA e FRY (1979) hanno proposto una soluzione grafica rapida ed accurata.

PAROR (PANOZZO, 1983): si basa sull'uso di proiezioni. Il concetto di base è quello di proiettare, su un asse di riferimento, i contorni di un insieme di particelle che vengono ruotate per piccoli incrementi angolari scelti. La procedura è ripetuta finché è completata una rotazione di 180° . Per ogni intervallo di rotazione viene calcolata la lunghezza totale di proiezione $B(\alpha)$. Se i contorni delle particelle sono convessi, e nello stato iniziale erano sferici o orientati uniformemente sui 360° , e sono deformati passivamente con la matrice, è possibile ricavare dati di *strain* da questo metodo. Il rapporto assiale dell'ellisse dello *strain* è ricavato dal rapporto tra proiezione massima e proiezione minima, e la sua orientazione da 90° meno l'angolo a cui corrisponde la proiezione minima. I contorni delle particelle deformate vengono digitalizzati e analizzati dal programma *PAROR* (= *PARTicle ORientation*) scritto in Fortran 77 da R. Panozzo. Inoltre il programma crea diversi *files* di uscita in cui sono registrati i dati relativi alle particelle, tra cui il *file* con estensione *.RAT*, che porta informazioni sugli assi delle particelle e sulle loro orientazioni. Questo *file* può essere richiamato da altri programmi e usato come *input* per altri metodi per il calcolo della deformazione finita.

SURFOR (PANOZZO, 1984): si tratta di un metodo semplice e veloce per l'analisi dello *strain* dall'orientazione preferenziale di elementi lineari. Si basa sull'assunzione che la distribuzione delle orientazioni degli elementi di superficie sia uniforme nello stato indeformato. Dopo deformazione omogenea si ottiene un'orientazione preferenziale degli elementi di superficie. Il metodo *SURFOR* (= *SURface ORientation*) consiste nel proiettare i contorni digitalizzati di un insieme di particelle su un asse di riferimento, analogamente a quanto avviene per il metodo *PAROR*. Per ogni intervallo di rotazione viene misurata la lunghezza di *proiezione totale* $A(\alpha)$ sommando la proiezione di tutte le linee. L'analisi è interamente eseguita dal programma Fortran *SURFOR* scritto da R. Panozzo. I dati sullo *strain* si ottengono similmente al metodo *PAROR*.

Inverse SURFOR wheel (PANOZZO, 1987b): si tratta di un metodo grafico semplice e veloce. È molto simile al *SURFOR*, ma in questo caso, piuttosto che considerare elementi di superficie, vengono considerate densità di superfici. Si basa sulla variazione di probabilità

di intersecare linee in funzione dell'angolo di orientazione, che è inversa allo *strain* in quella data direzione. Se abbiamo delle linee orientate uniformemente in tutte le direzioni, dopo deformazione omogenea, le linee tendono ad addensarsi parallelamente all'asse minore dell'ellisse dello *strain* e ad allontanarsi parallelamente all'asse maggiore. La densità delle intersezioni con una traversa di lunghezza fissa varia in funzione dell'orientazione della traversa stessa. Ruotando un insieme di traverse parallele di lunghezza costante, per 180°, e contando il numero di intersezioni di linee con le traverse per ogni incremento di orientazione α , viene costruito un istogramma. Il minimo sull'istogramma fornisce l'orientazione dell'asse maggiore dell'ellisse dello *strain*, e il rapporto tra massimo e minimo l'ellitticità dello stesso.

Questo metodo può essere applicato sia a contorni completi di particelle (cioè contorni chiusi), oppure a linee aperte (interfacce di dissoluzione, fratture, *tie-lines* congiungenti i centri di particelle ecc.).

CAMPIONI ANALIZZATI

Sono stati scelti tredici campioni, di cui dodici provengono dalle successioni paleozoiche della Sardegna e uno dalla successione triassica di Punta Bianca (La Spezia). I dodici campioni della Sardegna mostrano un'intensità variabile della deformazione, e fanno parte di formazioni con estesa distribuzione areale all'interno delle diverse unità tettoniche erciniche.

I campioni MBMC, MBMB, MBMA, SA8C e FF1 sono metabasiti appartenenti alle Unità del Gerrei e attribuite all'Ordoviciano sup. (CARMIGNANI *et alii*, 1986), e caratterizzate dalla presenza di vescicole calcitiche di dimensioni variabili (1-10 mm), che sono state utilizzate come *markers* della deformazione.

I campioni C17C e C17B provengono da livelli di metavulcaniti ordoviciane dell'Arburese (Sardegna centro-occidentale), e sono costituiti da lapilli vulcanici di accrescimento, che forniscono ottimi *markers* della deformazione finita.

I campioni P1B2 e C32CP provengono da formazioni ordoviciane delle Unità del Gerrei (CARMIGNANI *et alii*, 1986); si tratta di Porfiroi di caratterizzati da struttura porfirica con fenocristalli di dimensioni variabili (0,5-3 cm), costituiti da quarzo e feldspati in una massa di fondo microcristallina, che sono stati scelti come *markers*.

I campioni C94B, MSV1B e MSV3 provengono dall'Unità di Mea-

na Sardo (CARMIGNANI *et alii*, 1986): si tratta di metavulcaniti grossolane corrispondenti alla Formazione di Manixeddu (BOSELLINI, OGNIBEN, 1968) attribuite all'Ordoviciano medio, i cui clasti sono stati scelti come markers.

Tutte le rocce precedentemente descritte mostrano un metamorfismo regionale in facies di scisti verdi e una scistosità penetrativa riferibile alla prima fase plicativa ercinica (CARMIGNANI *et alii*, 1982).

Il campione BRBP proviene dalla successione triassica di Punta Bianca, appartenente all'Unità di Massa (BALDACCI *et alii*, 1967). Si tratta di una breccia a prevalenti elementi carbonatici intensamente deformati, con una marcata scistosità penetrativa e metamorfismo in facies di scisti verdi.

RACCOLTA DEI DATI

Le rocce da analizzare sono state tagliate secondo i piani principali dell'ellissoide dello strain per ricavarne sezioni sottili e *dry-peels*, da cui sono stati tratti ingrandimenti fotografici.

I dati necessari per le diverse tecniche possono essere acquisiti a mano o automaticamente. Nei campioni analizzati si ha a che fare con sezioni bidimensionali contenenti un numero variabile di oggetti (30-150), quindi il tempo necessario per eseguire le misure richieste da ogni metodo può essere molto lungo. Recentemente in letteratura sono stati proposti diversi metodi per l'acquisizione automatica dei dati: TOUGH e MILES (1984), HARTNADY e VON VEH (1986), SIMIGIAN e STARKEY (1986), e WHALLY (1987).

Nel presente lavoro è stata utilizzata la procedura indicata da PANOZZO (1983; 1986), secondo la quale vengono digitalizzati i contorni delle particelle prese come *markers*, dai quali si ricavano, con metodi di proiezione, i dati necessari per l'analisi secondo le diverse tecniche. È necessario notare che i dati digitalizzati non possono essere usati direttamente, a meno di errori sull'orientazione di linee, creati dalla procedura stessa. Si rende quindi necessaria un'operazione di *smoothing spline* bidimensionale (PANOZZO, 1987a), al fine di evitare problemi di distorsione. È stato per questo usato il programma SCASMO (= *SCAling and SMOothing of digitized input*) scritto in Fortran 77 da R. Panozzo.

GSCHWIND *et alii* (1983) e PANOZZO (1987c) hanno dimostrato che il metodo di proiezione fornisce risultati perfettamente confrontabili con quelli prodotti da metodi più complicati, come *best-fit ellipse*,

momenti di inerzia, analisi di Fourier ecc. Questo procedimento, oltre alla semplicità, ha il vantaggio di non rendere necessaria l'approssimazione della forma originaria della particella considerata a forme regolari, come quella ellittica, evitando così una grossa fonte di errore.

In questo lavoro è stata utilizzata un'apparecchiatura costituita da un PC ERICSSON da 640 kb, con *Hard-disk* e coprocessore matematico 8086, collegato tramite interfaccia seriale asincrona standard RS-232, a due periferiche, costituite da una tavola digitalizzatrice GRAPHTEC KD4300 (26×38 cm) con risoluzione di 20 linee per millimetro e da un *plotter* GRAPHTEC MP3200 (28×46 cm). L'immagine della sezione da analizzare viene posta sulla tavola grafica e digitalizzata. È stato scritto un programma in GWBASIC che seleziona lo *switch-stream-mode*, per cui, tenendo premuto un pulsante del cursore della tavola digitalizzatrice, i dati vengono inviati al computer ad intervalli regolari sotto forma di stringhe di coordinate X, Y, Z, e immagazzinate in un file, dove X ed Y sono le coordinate del cursore e Z rappresenta un codice indicante lo stato di uno o più pulsanti del cursore. Il file può successivamente essere richiamato da un programma prescelto per l'analisi dello strain. In questo modo, una volta digitalizzata un'immagine, i dati ottenuti, adeguatamente trattati dal programma SCASMO, possono essere utilizzati come input per buona parte dei metodi che sono stati confrontati attraverso appositi programmi, scritti in GWBASIC o in FORTRAN 77.

CONFRONTO TRA I METODI UTILIZZATI

Il numero minimo di *markers* da utilizzare per l'analisi dello strain è, secondo i diversi autori, assai variabile. Il numero dipende sia dal metodo utilizzato che dal tipo di *strain markers* scelto. Sono state effettuate delle stime facendo dei diagrammi con il rapporto assiale dell'ellisse dello strain in ordinate (R) e il numero dei *markers* utilizzato (N) in ascisse, utilizzando la media armonica, il metodo di ROBIN (1977), il Paror, il Surfor e il metodo di SHIMAMOTO e IKEDA (1976) (Fig. 1). Il numero minimo di *markers* utilizzati, in corrispondenza del quale il valore dello strain misurato si stabilizza è circa 25-30. Per N maggiore di 25-30 il valore dello strain non dipende più da quanti oggetti vengono misurati. In questo lavoro sono stati usati un numero variabile di oggetti da 30 a 120 per ogni sezione analizzata.

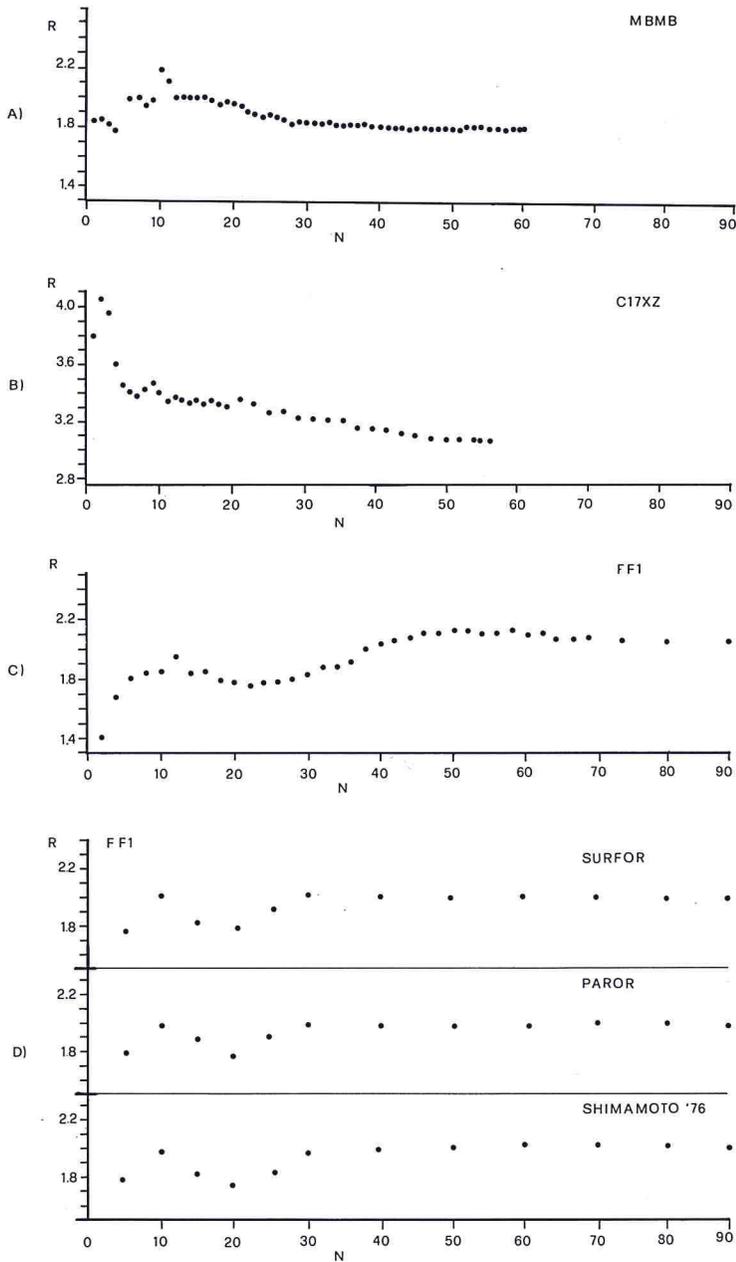


Fig. 1 - Relazione tra numero di *markers* utilizzati e rapporto assiale dell'ellisse dello *strain*: A) camp. MBMB, metodo della media armonica; B) camp. C17XZ, metodo di Robin '77; C) camp. FF1, metodo della media armonica; D) camp. FF1, metodo Paror, Surfior e Shimamoto e Ikeda '76.

Sul campione FF1 sono stati utilizzati tutti i metodi sopra menzionati (Fig. 2), che forniscono generalmente risultati confrontabili, a parte l'Inverse Surfor Wheel (*tie-lines*, PANOZZO, 1987b), che fornisce un valore sensibilmente più basso. Questo può dipendere dal modo in cui sono state tracciate le *tie-lines* congiungenti i centri delle particelle. La scelta delle *tie-lines* può essere soggettiva, in quanto il campione non aveva un impacchettamento compatto di oggetti. Per verificare questo è stato applicato lo stesso metodo ad un campione di porfido indeformato, in cui il metodo di Fry '79 produce una zona circolare a bassa densità di punti, marcata da una corona circolare ad alta densità. La soggettività nel tracciare le *tie-lines* risulta in un'introduzione di errore, tale da simulare una deformazione dei centri fino ad un rapporto di circa 1,3. Altri problemi sono sorti con il metodo di PEACH e LISLE (1979), poiché spesso si hanno diversi valori di *strain* corrispondenti a valori di chi-quadrato inferiori al valore critico proposto da LISLE (1985).

Sui campioni FF1 e C17C sono stati inoltre applicati i seguenti metodi, con dati acquisiti manualmente: SHIMAMOTO '76, RAMSAY '67 (Rf max.-min.), RAMSAY '67 (*long/short*), e media armonica. I risultati differiscono da quelli ottenuti dagli stessi metodi, ma con dati ricavati con procedura automatica, del 6-12%. Inoltre, effettuando l'analisi dello stesso campione, da parte di operatori differenti, i risultati mostrano ulteriori variazioni di circa il 10% l'uno dall'altro.

La maggior parte dell'errore sembra essere originato dall'approssimazione alla forma ellittica delle particelle deformate. Tale errore tende ad aumentare nel caso che le particelle abbiano forme sempre più irregolari. Quindi, quando i metodi utilizzati lo hanno consentito, si è proceduto all'acquisizione automatica dei dati e all'esecuzione automatica dei calcoli necessari per ricavare la stima dello *strain* sui vari campioni analizzati, per poter effettuare un confronto più oggettivo. Sono stati scritti dei programmi in GWBASIC per il metodo di SHIMAMOTO e IKEDA '76, RAMSAY '67 (*long/short*), PEACH e LISLE '79, Media Armonica, e per eseguire il metodo di FRY '79 partendo dalla digitalizzazione dei centri dei *markers*, e facendo eseguire al *plotter* il grafico finale.

Il Paror e il Surfor danno risultati coincidenti, in quanto, nei campioni analizzati, le particelle sono prevalentemente convesse. La precisione della determinazione dell'orientazione dell'asse maggiore dell'ellisse dello *strain*, dipende dall'intervallo angolare scelto nel programma relativo. In genere è stato usato un intervallo di 5°; per ottenere maggiore definizione è necessario scegliere un intervallo

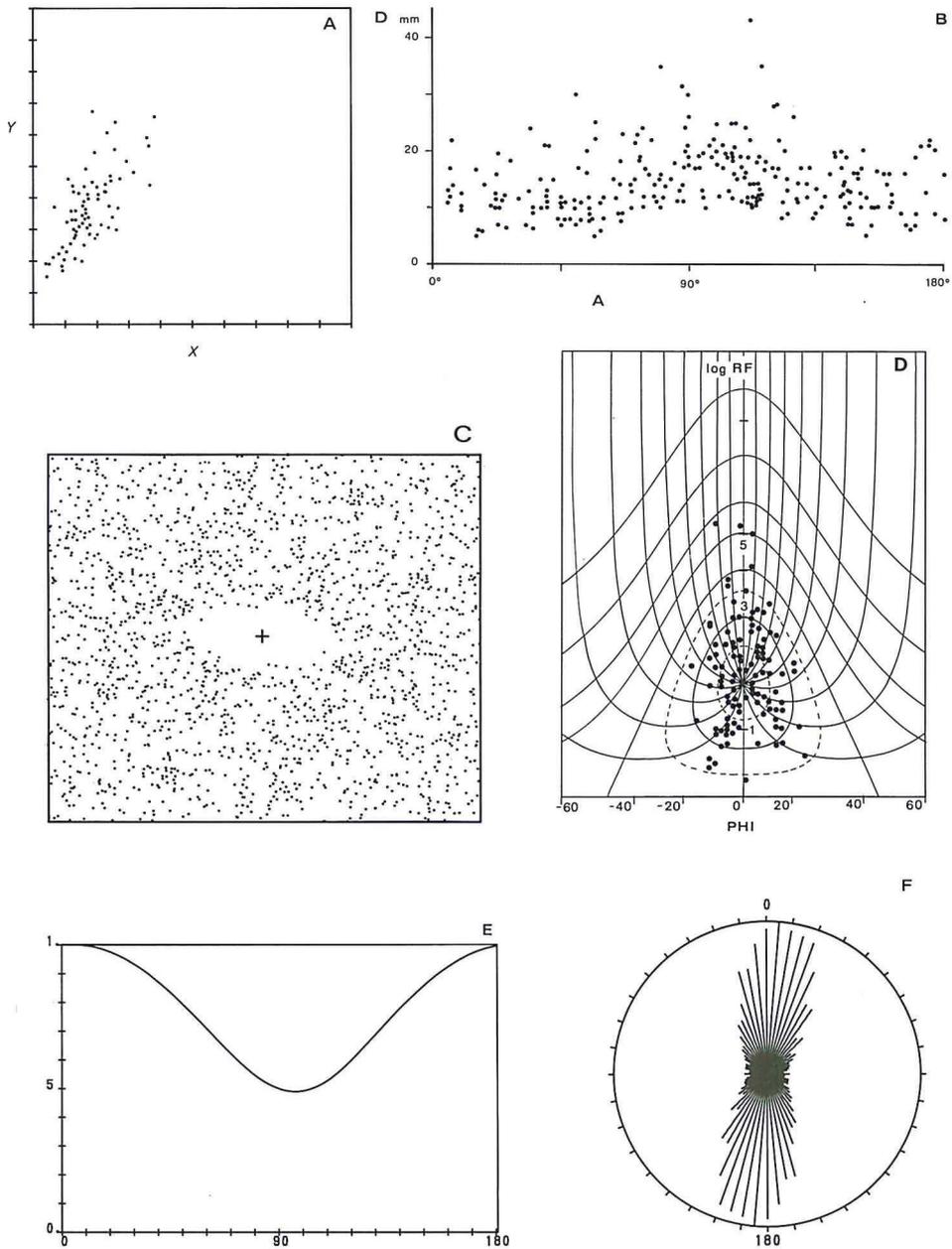


Fig. 2 - Esempio di applicazione di alcuni metodi di analisi dello *strain* al campione. FF1: A) Ramsay '67, asse maggiore (x)/asse minore (y); B) Ramsay '67, centro-a-centro (D = distanza in millimetri; A = azimuth in gradi rispetto alla linea di riferimento); C) diagramma di Fry '79; D) Metodo di Lisle (1977, 1985) delle curve teta (ordinate = Log Rf; ascisse = PHI, angolo di orientazione finale dei markers); E) Surfor (Panozzo, 1984): funzione di proiezione A (α) (= somma delle lunghezze di proiezione dei segmenti di linee in funzione dell'angolo di rotazione); F) diagramma a rosa delle orientazioni delle superfici.

minore, che comporta tempi più lunghi di esecuzione del programma. In questo caso si è rivelato essenziale il coprocessore matematico, che riduce notevolmente i tempi di esecuzione di questi programmi. Anche operando uno smoothing-spline sulla funzione di proiezione, si possono ricavare più precisamente i valori angolari corrispondenti ai valori massimo e minimo.

Il metodo di SHIMAMOTO e IKEDA '76 è rapido e fornisce ottimi risultati, sia per il rapporto assiale, che per l'orientazione dell'asse maggiore dell'ellisse dello *strain*. Come altri metodi, quali quello di ROBIN '77 e media armonica, ha lo svantaggio di non verificare le assunzioni iniziali.

Per quanto riguarda il metodo di RAMSAY '67 (*long/short*), i risultati sono confrontabili con quelli degli altri metodi, tuttavia rimane un passo critico quello di trovare la retta di *best-fit* per i punti proiettati. Anche calcolando la somma totale degli assi maggiori, diviso la somma totale degli assi minori, non si notano grandi miglioramenti. La ragione di questo sta nel fatto che il metodo non ha validità molto generale, poiché vale per oggetti di forma iniziale circolare. Nei campioni considerati questa condizione non è quasi mai verificata, salvo che per il camp. SA8C, in cui tutti i punti proiettati tendono a disporsi su una stessa retta. Infatti lo scostamento dalla forma iniziale circolare, risulta sul grafico con una maggiore dispersione dei punti. Questo metodo non fornisce indicazioni sull'orientazione dell'asse maggiore dell'ellisse dello *strain*.

Il metodo di RAMSAY '67 (Rf max.-min.) ha il vantaggio di essere molto rapido, ma necessita di molta attenzione nella scelta dei valori di Rf massimo e minimo, in quanto i valori in assoluto più alti o più bassi di Rf, e che cadono parecchio al di fuori della nuvola di punti proiettati sui diagrammi Rf/σ , danno valori dello *strain* molto diversi da tutti gli altri metodi. Mentre i valori dell'orientazione dell'asse maggiore sono in buon accordo con gli altri metodi.

Il metodo di ROBIN '77 ha il vantaggio di essere semplice e abbastanza rapido, e fornisce ottimi risultati confrontato con gli altri metodi algebrici. Pur effettuando manualmente le misure necessarie per i calcoli, non si deve approssimare la forma dei markers a nessuna forma regolare come quella ellittica. Il principale svantaggio consiste nel fatto di dover conoscere, a priori, l'orientazione degli assi principali dell'ellisse dello *strain* finito, che quindi deve essere trovata in altro modo. È da evidenziare comunque che questo metodo, anche nel caso di *markers* poco deformati, come nel campione SA8C, dà risultati con solo il 2-3% di approssimazione, anche con

4-5 *markers* solamente. Il metodo di FRY '79 è un metodo assai rapido e offre il vantaggio di poter valutare direttamente durante l'analisi, il numero dei dati necessario per calcolare lo *strain*. In passato questo metodo è stato confrontato direttamente con i valori di *strain*, forniti da altri metodi che considerano i cambiamenti di forma degli *strain markers*. Questo non è molto corretto, poiché questo metodo considera i centri degli *strain markers*, indipendentemente dalla loro forma, e fornisce informazioni sullo *strain* globale subito dall'intera roccia, piuttosto che sui singoli *markers*, e non necessariamente deve dare lo stesso valore dei metodi basati sul cambiamento di forma degli oggetti. Un confronto tra i diversi risultati può essere utile per valutare eventuali contrasti di viscosità tra *markers* e intera roccia (LISLE, 1985). Per questo tipo di analisi sono necessari almeno 50 centri (RAMSAY, HUBER, 1983). Lo svantaggio più grande consiste nel dover valutare l'ellisse dello *strain* dalla regione a bassa densità di punti al centro del diagramma. Più diminuisce il grado di *anticlustering* degli oggetti iniziali, e più le grandezze iniziali sono varie, meno marcata risulta la zona al centro del diagramma, e molti più centri sono necessari per ben evidenziarla (CRESPI, 1986). Ad esempio, nel campione MSV3 questo metodo non ha fornito risultati chiaramente interpretabili. ERSLEV (1988) ha notato che, anche se si ha in tre dimensioni un perfetto *anticlustering* di oggetti impacchettati, questo non risulta in un equivalente perfetto *anticlustering* su sezioni piane bidimensionali. Ciò si manifesta nel metodo di Fry in una vaga distribuzione di densità di punti, e in una zona ellittica assai poco marcata. Egli ha proposto un metodo di normalizzazione delle distanze centro-centro per meglio evidenziare la zona centrale dei diagrammi. Lo svantaggio nella sua applicazione a rocce deformate naturalmente rimane la semplificazione di un'ellitticità iniziale costante dei *markers*, che viene usata per normalizzare le distanze centro-centro. Ad esempio, nei campioni analizzati nel presente lavoro, in nessun caso si può correttamente assumere un'ellitticità costante delle particelle nello stato indeformato.

Il metodo di PEACH e LISLE (1979) fornisce ottimi risultati, sebbene in certi casi vi siano diversi valori di *strain* che danno valori di chi-quadrato al di sotto del valore critico. I valori di orientazione sono in accordo con quelli degli altri metodi.

La media armonica rimane sempre uno dei metodi più veloci per ricavare il rapporto assiale dell'ellisse dello *strain*, e fornisce generalmente un'ottima stima dello stesso.

Il metodo di RAMSAY '67, centro-a-centro, è molto lungo e labo-

rioso da eseguire e necessita di un'operazione di smoothing (RAMSAY e HUBER, 1983) sui punti proiettati sul grafico distanza-azimuth, per poter interpretare correttamente i dati.

VALUTAZIONE DELLO STATO INDEFORMATO

Un grosso vantaggio nella digitalizzazione dei contorni degli oggetti è quello di avere una registrazione permanente che possiamo manipolare a piacere. In particolare, una volta determinata la deformazione finita su una sezione, possiamo applicare l'ellisse dello *strain* reciproco (che ha stesso rapporto assiale e orientazione ortogonale rispetto all'ellisse dello *strain* finito) all'insieme di particelle, e poter controllare visivamente il risultato (PANOZZO, 1986, 1987b). Per rideformare le particelle sono state usate le equazioni di RAMSAY e HUBER (1983) e una versione modificata in GWBASIC del programma SMPLO, in Fortran 77, scritto da R. Panozzo. Tale procedura è stata effettuata per la maggior parte dei campioni (Fig. 3), a partire dai risultati dei metodi algebrici usati. In alcuni casi, oltre a stimare visivamente il risultato, si è proceduto di nuovo ad un'analisi della geometria risultante utilizzando i metodi di FRY '79, Paror, Surf, SHIMAMOTO '76 e media armonica. Tra questi, la media armonica produce delle geometrie anisotrope con rapporti assiali intorno a 1.3. I metodi che producono, con questa procedura, le geometrie senza alcuna orientazione preferenziale sono: Surf, Paror e il metodo di SHIMAMOTO e IKEDA '76. Tutti gli altri metodi tendono ad introdurre, con questo procedimento, degli *strains* supplementari, chiaramente visibili dall'orientazione preferenziale più o meno spinta dei *markers*. Per il metodo di FRY '79 il discorso è particolare, in quanto la disposizione isotropa dei centri delle particelle non necessariamente deve coincidere con l'orientazione isotropa dei loro assi maggiori, o delle loro superfici (PANOZZO, 1987). Quindi è più giusto deformare le configurazioni con i risultati dei metodi centro-a-centro e rianalizzarli con gli stessi. Ad esempio il campione FF1 è stato rideformato con diversi valori di strain a partire da quello ottenuto con il metodo di FRY '79, e successivamente rianalizzato con lo stesso. Nonostante che il valore di partenza fosse 2.15, la distribuzione più isotropa dei centri, cioè il diagramma di Fry con zona centrale circolare a bassa densità di punti, corrisponde ad uno *strain* reciproco applicato con ellitticità uguale a 2.4-2.5; fatto questo che mette in evidenza la soggettività della valutazione della zona ellittica nei diagrammi di Fry.

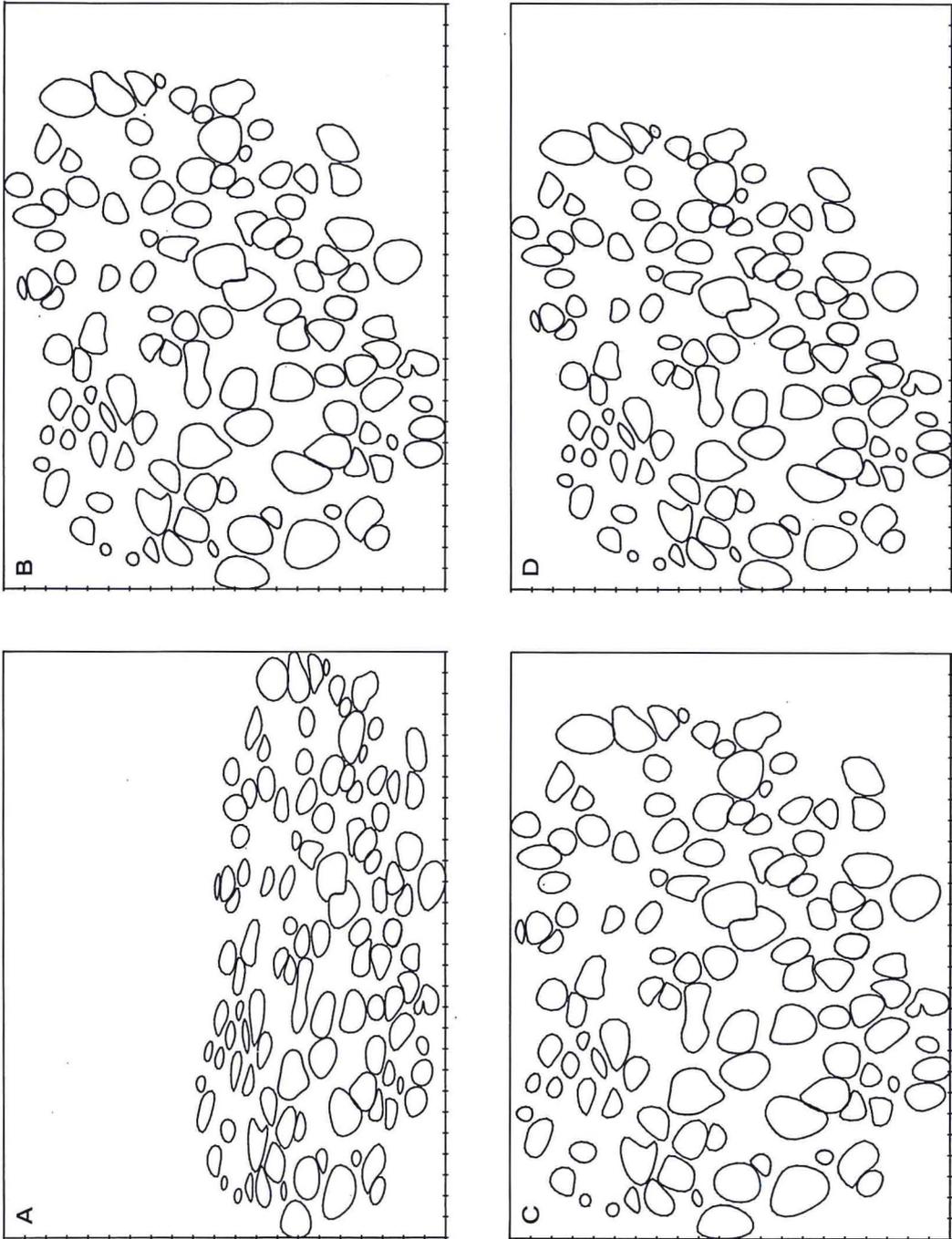


Fig. 3 - A) contorni digitalizzati di vescicole calciche del campione FF1. Aspetto dello stesso campione, rideformato in base ai risultati ottenuti con il metodo Surfor '76 (B), Shimamoto e Ikeda '76 (C) e Fry '79 (D).

CONCLUSIONI

Il numero minimo di oggetti da usare per l'analisi della deformazione finita dipende sia dal metodo utilizzato che dalla loro natura. Per quanto riguarda i campioni analizzati, con la procedura automatica di acquisizione dei dati il numero di oggetti da utilizzare non dovrebbe essere minore di 25-30 per ogni sezione, usando metodi di analisi basati sul cambiamento di forma.

Per ricavare dati sull'ellissoide della deformazione, partendo da tre o più sezioni bidimensionali, è necessario usare i procedimenti più accurati (SIDDANS, 1980). Per ridurre al minimo le fonti di errore è necessario usare metodi automatici per l'acquisizione dei dati, come quello indicato da PANOZZO (1983), che offre il vantaggio di essere rapido e di non dover approssimare la forma dei *markers* a nessuna forma regolare, come quella ellittica. In particolare digitalizzando i contorni delle particelle, trattandoli successivamente con procedimenti di *smoothing-spline* bidimensionale, e utilizzando metodi di proiezione come il Paror ed il Surfor si ottengono i risultati migliori. I metodi utilizzati forniscono tutti risultati confrontabili con differenze contenute entro ± 0.6 sul valore del rapporto assiale, se vengono utilizzati gli stessi dati di partenza acquisiti automaticamente. I metodi che forniscono i risultati più costanti e riproducibili sono il Paror ed il Surfor, e il metodo di SHIMAMOTO e IKEDA '76. Quest'ultimo è stato positivamente confrontato anche da BABAIE (1983) e PATERSON (1986) con gli altri metodi di analisi dello *strain*. Paror e Surfor permettono inoltre di valutare se la configurazione geometrica analizzata è interpretabile in termini di *strain*, in base ai seguenti criteri (SCHMID *et alii*, 1987; PANOZZO, 1987b): a) simmetria e unimodalità delle funzioni di proiezione A (α) e B (α), cioè se il massimo e il minimo delle curve corrispondenti sono posti a 90° l'uno dall'altro; b) simmetria e unimodalità delle funzioni di distribuzione delle orientazioni (visibile sui relativi diagrammi a rosa).

In particolare il metodo Surfor ha validità più generale, in quanto non è legato a forme particolari, ma solo all'orientazione isotropa delle superfici nello stato indeformato. È da notare che anche il metodo di ROBIN '77, pur con l'esecuzione manuale delle misure necessarie per i calcoli, fornisce ottimi risultati. Tra i metodi grafici quello di Fry e l'Inverse Surfor Wheel sono particolarmente rapidi ed attendibili. In particolare il secondo è più versatile, in quanto può considerare sia i centri delle particelle che la loro forma, ed è più facilmente interpretabile.

Con l'uso del computer e della tavola digitalizzatrice, che in questi ultimi anni sono diventati reperibili a costi relativamente bassi, è possibile effettuare numerose analisi della deformazione finita, riducendo i tempi di calcolo, aumentando la precisione dei risultati, e con la possibilità di incrementare il numero delle analisi e di ottenere maggiori informazioni sui campioni analizzati.

RINGRAZIAMENTI

L'autore ringrazia la Dott. R. Panozzo per i preziosi insegnamenti, il Prof. P. Pertusati per gli incoraggiamenti ricevuti, ed il Prof. G. Giglia per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- BABAIE H.A. (1986) - A comparison of two-dimensional strain analysis methods using elliptical grains. *Journ. Struct. Geol.*, **8** (5), 585-587.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R., TONGIORGI M. (1967) - Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sull'interpretazione dei Flysch arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino settentrionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **6**, 231-244.
- BORRADAILE G.J. (1984) - Strain analysis of passive elliptical markers: success of de-straining methods. *Journ. Struct. Geol.*, **6** (4), 433-437.
- BOSELLINI A., OGNIBEN G. (1968) - Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale. *Ann. Univ. Ferrara*, **1**, 1-15.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1982) - Lineamenti del basamento sardo. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. *Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It.*, 11-23.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., MAXIA M., OGGIANO G., PERTUSATI P.C. (1986a) - The geology of Gerrei. In: Guide-book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. *IGCP project n. 5. Newsletter, special issue*, 61-71.
- CARMIGNANI L., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MAXIA M., MORETTI A., OGGIANO G., PERTUSATI P.C. (1986b) - The geology of Barbagia. In: Guide-book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. *IGCP project n. 5. Newsletter, special issue*, 73-85.
- CLOOS E. (1947) - Oolite deformation in South Mountain Fold, Maryland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **58**, 843-918.
- CRESPI J.M. (1986) - Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. *Journ. Struct. Geol.*, **8** (7), 799-808.
- DE PAOR D.G. (1986) - Orthographic analysis of geological structures. II. Practical applications. *Journ. Struct. Geol.*, **8**, 87-100.
- DUNNET D. (1969) - A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, **7**, 117-136.
- DUNNET D., SIDDANS A.W.B. (1971) - Non random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics*, **12** (4), 307-325.

- ERSLEV E.A. (1988) - Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. *Journ. Struct. Geol.*, **10** (2), 201-209.
- FRY N. (1979) - Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**, 89-105.
- FRY N. (1979) - Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. *Journ. Struct. Geol.*, **1** (39), 221-229.
- GSCHWIND R., UMBRICH C.B., TORHORSTAND J., OBERHOLZER M. (1986) - Evaluation of shape descriptors for the morphometric analysis of cell nuclei. *Path. Res. Pract.*, **181**, 213-222.
- HANNA S.S., FRY N. (1979) - A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *Journ. Struct. Geol.*, **1**, 155-162.
- HARTNADY C.J.H., VON VEH M.W. (1986) - Rphin-a Fortran 77 program for acquiring axial ratios, long axis orientation and centroid positions of elliptical strain markers. *Computers & Geosciences*, **12** (3), 339-347.
- LISLE R.J. (1977) - Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits. *Tectonophysics*, **39**, 381-395.
- LISLE R.J. (1985) - Geological strain analysis: a manual for the Rf/ø technique. Pergamon, Oxford.
- MILTON N.J. (1980) - Determination of the strain ellipsoid from measurement on any three sections. *Tectonophysics*, **64**, T19-T29.
- OERTEL G. (1970) - Deformation of a slaty lapillar tuff in the Lake District, England. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **81**, 1173-1187.
- OERTEL G. (1978) - Strain determination from the measurement of pebble shapes. *Tectonophysics*, **50** (1), T1-T7.
- OWENS W.H. (1984) - The calculation of the best fit ellipsoid from elliptical sections of arbitrarily orientated planes. *Journ. Struct. Geol.*, **6**, 571-578.
- PANOZZO R. (1983) - Two dimensional analysis of shape fabric using projections of lines in a plane. *Tectonophysics*, **95**, 279-294.
- PANOZZO R. (1984) - Two dimensional strain from the orientation of lines in plane. *Journ. Struct. Geol.*, **9**, 115-119.
- PANOZZO R. (1986) - Quantitative descriptions of connected and unconnected surfaces in rocks. In: Fragmentation, Form and Flow in Fractured Media. *Ann. Israel. Phys. Soc.*, **8**, 19-41.
- PANOZZO H.R. (1987a) - Distorsion of orientation data introduced by digitizing procedures. *Journ. Microscopy*, in stampa.
- PANOZZO R. (1987b) - Two-dimensional strain determination by the Inverse SURFOR Wheel. *Journ. Struct. Geol.*, **9** (1), 115-119.
- PANOZZO H.R. (1987c) - Fabric analysis short course and introduction to program package fabric. Pisa, 1987.
- PATERSON S.R. (1983) - A comparison of methods used in measuring finite strains from ellipsoidal objects. *Journ. Struct. Geol.*, **5** (6), 611-618.
- PEACH C.J., LISLE R.J. (1979) - A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computer & Geosciences*, **5**, 325-334.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.

- RAMSAY J.G., HUBER I.M. (1983) - The techniques of modern structural geology. Volume 1: strain analysis. Academic Press inc. (London) ltd.
- ROBERT B., SIDDANS A.W.B. (1971) - Fabric studies in the Llwyd Mawr Ignimbrite, Caernarvonshire, North Wales. *Tectonophysics*, **12**, 283-306.
- ROBIN P.Y. (1977) - Determination of geological strain using randomly oriented strain markers of any shape. *Tectonophysics*, **42**, T7-T16.
- SCHMID S.M., PANOZZO R., BAUER S. (1987) - Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *Journ. Struct. Geol.*, **9** (5-6), 747-778.
- SHIMAMOTO T., IKEDA Y. (1976) - A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal object. I Basic Theory. *Tectonophysics*, **36**, 315-337.
- SIDDANS A.W.B. (1980) - Analysis of three-dimensional homogenous finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonophysics*, **64**, 1-16.
- SIMIGIAN S., STARKEY J. (1986) - Automated grain shape analysis. *Journ. Struct. Geol.*, **8** (5), 589-592.
- TOUGH J.G., MILES R.G. (1984) - A method for characterizing polygons in terms of the principal axes. *Computers & Geosciences*, **10** (2-3), 347-350.
- TREAGUS S.H. (1986) - Some applications of the Mohr diagram for three-dimensional strain. *Journ. Struct. Geol.*, **8** (7), 819-830.
- WHALLEY J.S. (1987) - The use of a digitizing tablet to automate Rf/ø calculations. *Journ. Struct. Geol.*, **9** (4), 501-502.

(ms. pres. il 1 dicembre 1988; ult. bozze il 31 dicembre 1988)