



Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente

Laurea Magistrale in Geoscienze e Geologia Applicata

Anno Accademico 2015/2016

Insegnamento: Prospezioni stratigrafico-strutturali  
2° modulo: Analisi geologico-strutturali

## **Dispense del corso**

A cura di: Prof. Marco Meccheri

2015

# 1. PROIEZIONI STEREOGRAFICHE

## 1.1. INTRODUZIONE

Le **proiezioni stereografiche** sono uno strumento importante in Geologia perché permettono di risolvere numerosi problemi tridimensionali di analisi geometrica e statistica di assetti strutturali complicati, attraverso elaborazioni in due dimensioni:

- le orientazioni di una faccia di un cristallo, uno strato, una frattura, una faglia, ecc. possono essere rappresentate in proiezione immaginando che questi elementi geometrici siano piani passanti per il centro una sfera teorica di proiezione, ed è evidente che essi intersecano la sfera secondo dei cerchi;
- inoltre le perpendicolari a ciascun piano, immaginate passanti per il centro della sfera, intercettano quest'ultima in due punti opposti rispetto al piano medesimo;
- quindi ogni elemento planare o lineare di significato geologico può essere rappresentato dalla proiezione su un piano della sua intercetta sulla sfera di riferimento.

Le proiezioni stereografiche sono facili da usare sia in aula che in campagna per mezzo di semplici operazioni: su un reticolo di proiezione già predisposto si riportano gli angoli caratteristici della giacitura nello spazio di elementi strutturali planari e lineari: la **direzione** rispetto al Nord, l'**immersione** = il punto cardinale verso cui pendono e l'**inclinazione** rispetto all'orizzontale; oppure la **direzione dell'immersione** e l'**inclinazione**. La precisione che possiamo ottenere con queste operazioni è al grado (1°), cioè dello stesso ordine di grandezza delle misure prese con la bussola in campagna.

Il termine **elementi strutturali** è un'espressione generica per indicare tutte le parti materiali con geometria planare o lineare che nell'insieme formano le diverse strutture delle rocce.

Dovrebbe essere cosa già nota che queste **strutture** possono essere **primarie** cioè nate durante il formarsi delle rocce stesse, o **secondarie** cioè associate a deformazioni dovute a stress tettonici posteriori alla formazione delle rocce interessate: vediamo alcuni esempi di strutture planari e lineari primarie e secondarie.

La maggior parte delle rocce mostra in affioramento **vari tipi di strutture planari**:

- nelle sedimentarie la più comune è la stratificazione (Fig. 1A), evidenziata da variazioni composizionali e/o tessiturali e/o granulometriche;
- nonostante il metamorfismo e la deformazione, anche nelle rocce metamorfiche (soprattutto in quelle di basso grado) la stratificazione originaria dei protoliti sedimentari è molto spesso ben conservata (sebbene sia quasi sempre ristampata dalla scistosità, Fig. 1B);
- una disposizione planare "tipo stratificazione" è spesso presente anche in rocce magmatiche sia intrusive (ad es. differenziazione durante il raffreddamento magmatico, Fig. 2A) che effusive (ad es. colate laviche successive, Fig. 2B);
- inoltre la geometria planare è spesso caratteristica di sistemi e sciami di filoni magmatici di varia generazione e composizione (Fig. 3A e C), di sill vulcanici/subvulcanici (Fig. 3B), ecc.;

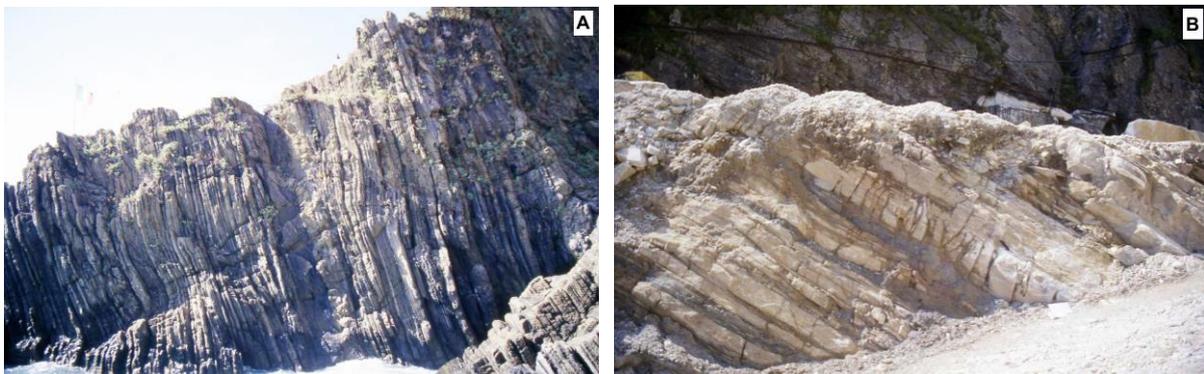
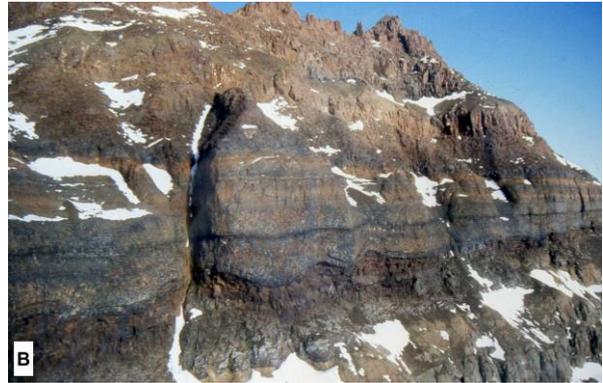


Fig. 1 – **A**: la stratificazione nelle arenarie della formazione Macigno (Oligocene sup.-Miocene inf.) della Falda Toscana a Riomaggiore-Manarola delle Cinque Terre, Liguria. **B**: alternanza di strati marmorei biancastri e interstrati filladici grigi alla base della formazione dei Marmi del Monte Brugiana (Triassico medio, Unità di Massa, Alpi Apuane NW).



**A** Fig. 2 – Aspetti di *layering* primario in rocce magmatiche. In **A** parete alta circa 60 m di gabbri a bande più chiare e più scure dovute a variazioni composizionali durante la cristallizzazione del Tiger Gabbro nel basso Mariner Glacier (Victoria Land, Antartide). In **B** aspetto stratificato delle vulcaniti Kirkpatrick nel versante SW (alto più di 200 m) di Brimstone Peak (Victoria Land, Antartide), costituite da prodotti effusivi a struttura diversa.



**A** Fig. 3 – In **A** filoni acidi chiari si intrudono in gabbri del Granite Harbour Intrusive Complex nell'alto Mariner Glacier (Victoria Land, Antartide); l'affioramento è alto circa 2 m. In **B** la parete Est di Trio Nunataks (Victoria Land, Antartide), alta circa 400 m, è formata da arenarie chiare della Beacon Formation in cui s'intercalano potenti *sill* della Ferrar Dolerite. In **C**: lungo la costa occidentale dell'Isola d'Elba, poco a N di Chiessi, potenti filoni aplitici chiari sono ospitati nelle cornubianiti filladiche scure dell'incassante del monzogranito di M. Capanne

- in rocce deformate da pieghe o da fasce di taglio, molto spesso il *layering* precedente appare attraversato e variamente trasposto da una o più famiglie di foliazioni o scistosità (Fig. 4);
- altre strutture planari, diffuse in modo eterogeneo in tutte le rocce, sono date da sistemi di fratture o giunti (Fig. 5) e di faglie (Fig. 6).



Fig. 4 – Esempi di foliazioni in rocce deformate. **A:** formazione delle Metaradiolariti (Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane) con scistosità di piano assiale di pieghe decimetriche di 2° fase. **B:** formazione dei Calciferi selciferi a entrochi (Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane), foliazione suborizzontale di piano assiale di pieghe e ondulazioni decimetriche di seconda fase, molto aperte e asimmetriche verso destra (SW), posteriori a pieghe plurimetriche di prima fase più chiuse e rovesciate verso sinistra (NE). **C:** strato di argilliti nell’Engelberg (Svizzera centrale), la superficie superiore è la stratificazione, invece la superficie inclinata a destra della moneta è la foliazione. **D:** metarenarie di basso grado del Robertson Bay Group (Victoria Land settentrionale, Antartide), la stratificazione corrisponde ai livelli di colore diverso inclinati di circa 60° verso sinistra, mentre le superfici fitte nel banco grigioverde centrale corrispondono alla foliazione.



Fig. 5 – Sistemi di fratture subverticali nei Marmi del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane



Fig. 6 – Esempio di superficie di faglia con strie affiorante nei Marmi dell’entroterra di Carrara

Altrettanto numerosi e diversificati sono gli **elementi strutturali a geometria lineare**:

- nelle rocce sedimentarie, soprattutto in quelle clastiche, i regimi deposizionali trattivi dovuti a correnti, moto ondosio, venti, onde torbide, ecc. possono distribuire in modo non isotropo i materiali creando strutture come i *flute casts* (= *docce d'erosione da corrente*, Fig. 7), i *ripple marks* (Fig. 8), ecc.;
- nelle rocce magmatiche isorientazioni di cristalli singoli o in aggregati sono da associare a flussi magmatici durante la messa in posto e/o il raffreddamento (Fig. 9);
- elementi lineari di origine tettonica sono molto comuni nelle rocce metamorfiche e non, come assi di pieghe (Fig. 10), crenulazioni (Fig. 11), lineazioni d'intersezione stratificazione/foliazione, lineazioni di allungamento (soprattutto nelle para- e ortometamorfiti, Fig. 12), strie (Fig. 13) e slikensides (Fig. 14) su piani di faglia, ecc.

Fig. 7 (sotto) – *Flute casts* esposti come controimpronte sulla superficie basale di uno strato rovesciato delle Arenarie del Cervarola, Casentino (Appennino settentrionale).



Fig. 8 (destra) – *Ripple marks* alla sommità di un banco di arenarie quarzose del Leap Year Group, Victoria Land settentrionale (Antartide).



Fig. 9 – Particolari da affioramenti del plutone monzogranitico di M. Capanne, Isola d’Elba. In **A** megacristalli di K-feldspato isorientati (scogliera di S. Andrea), in **B** bande subparallele di composizione diversa (Punta del Cotoncello): entrambe le strutture sono da riferire a probabili flussi durante la messa in posto e il raffreddamento del magma.



Fig. 10 – Esempi di lineazioni date da cerniere di pieghe decimetriche (A) e metriche (B).



Fig. 11 – La lineazione di crenulazione è data dalle numerose cerniere di pieghe millimetriche o minori, tutte parallele tra loro e ben sviluppate soprattutto in rocce filladiche; nella foto le piccole cerniere sono orizzontali.



Fig. 12 – La lineazione di allungamento è data da isorientazione di minerali metamorfici sviluppatasi sui piani della foliazione in rocce metamorfiche; nella foto questa lineazione è data dai netti allineamenti grigi scuri inclinati verso sinistra



Fig. 13 – Faglia trascorrente con strie quasi orizzontali nei Marmi delle Alpi Apuane.



Fig. 14 – Aspetto tipico degli *slikensides* costituiti da piccole placche biancastre di calcite sul piano di faglia.

## 1.2. MISURA DELLA GIACITURA DI PIANI

Se in un certo affioramento abbiamo a che fare con una struttura planare, ad esempio una superficie di stratificazione ( $S_0$ ), la sua giacitura si ottiene misurando con la bussola da geologo questi tre dati:

- **direzione**: è l'angolo azimutale tra la linea del Nord geografico e la linea orizzontale appartenente alla  $S_0$ . Il valore di questo angolo viene computato da Nord verso Est (in senso orario: ad esempio N110°E) sulla bussola quando questa è appoggiata con uno spigolo alla superficie e viene portata in posizione orizzontale (livella sferica centrata);
- **immersione**: è il punto cardinale verso il quale la  $S_0$  è inclinata. Nel caso di un piano l'immersione può essere solo secondo una linea ortogonale alla sua direzione, cioè da una parte o dall'altra rispetto a quest'ultima, nel nostro caso supponiamo che sia verso NE;

- **inclinazione:** è l'angolo acuto compreso tra il piano orizzontale e la linea di massima pendenza della  $S_0$ . Per definizione è un angolo zenitale che è misurato tramite il clinometro della bussola sul piano verticale ortogonale alla direzione (ad esempio  $63^\circ$ ).

Il modo classico di scrivere la giacitura della  $S_0$  appena misurata è  **$N110^\circ E - 63^\circ NE$** , che a parole suona così: una stratificazione con direzione  $110^\circ$  e inclinazione di  $63^\circ$  verso Nordest.

Dobbiamo osservare che la direzione  $N110^\circ E$  potrebbe anche essere scritta  $N290^\circ E$ , oppure  $N70^\circ W$ , o ancora  $N250^\circ W$  (Fig. 15A):

- tutte equivalgono nell'indicare la medesima linea orizzontale rispetto al Nord e misurata sul piano  $S_0$ , ma la prima scrittura viene preferita perché è quella usata nella convenzione topografica (lettura degli azimut in senso orario, cioè da Nord verso Est);
- di conseguenza le altre sono trascurate, ma è bene conoscerle e sapere che hanno significato identico alla prima;
- ad esempio, su testi o pubblicazioni non è raro trovare indicazioni di *strike* o *trend* (= direzione) espresse da angoli azimutali misurati da Nord verso Ovest.

In definitiva, le giaciture misurate e scritte nel modo sopra riportato hanno le direzioni espresse nei valori da  $0^\circ$  a  $179^\circ$ , oppure da  $1^\circ$  a  $180^\circ$ :

- infatti la direzione  $0^\circ$  è identica alla direzione  $180^\circ$ ,
- è quindi inutile indicare una direzione con un valore maggiore di  $180^\circ$  perché, ad esempio,  $N187^\circ E$  equivale a  $N7^\circ E$  e questa seconda scrittura è più comoda e immediata.

Abbiamo anche un altro modo di scrivere la medesima giacitura, più diretto e semplice,  **$20^\circ - 63^\circ$** , e questo modo si spiega come segue:

- con la solita convenzione topografica,  $20^\circ$  è la direzione rispetto al Nord della linea di immersione della  $S_0$ ;
- pensando in 3-D, poiché questa linea è ortogonale alla direzione della  $S_0$  come sopra definita, il suo azimut vale  $20^\circ = 110^\circ - 90^\circ$ ;
- i  $63^\circ$  sono quelli dell'inclinazione misurata col clinometro;
- detta a parole, questa giacitura si esprime come una stratificazione inclinata di  $63^\circ$  verso  $20^\circ$  cioè verso NE.

**Attenzione:** al contrario di quanto abbiamo constatato nel modo precedente, con questo tipo di scrittura sparisce la equivalenza delle letture  $N20^\circ E$  e  $N200^\circ E$ :

- infatti in questo caso la lettura di  $20^\circ$  non indica solo l'angolo azimutale di  $20^\circ$  rispetto al Nord,
- essa stabilisce in modo univoco anche il verso dell'immersione, cioè il punto cardinale verso il quale la  $S_0$  risulta inclinata di  $63^\circ$ ;
- di conseguenza **scrivere  $20^\circ - 63^\circ$  non equivale a scrivere  $200^\circ - 63^\circ$**  poiché questa seconda espressione indica una stratificazione inclinata di  $63^\circ$  verso  $200^\circ$  cioè verso SW;
- affinché questa differenza sia del tutto chiara, la scrittura  **$200^\circ - 63^\circ$**  equivale a scrivere  **$N110^\circ E - 63^\circ SW$**  nel modo classico.

I due casi sono illustrati in Fig. 15B,C,D, nella quale si chiarisce la basilare differenza delle due scritture:

- mentre nel modo classico "direzione-immersione-inclinazione" il dato "direzione" è privo del dato "immersione" e quindi può essere espresso da un angolo azimutale compreso tra  $0^\circ$  e  $180^\circ$ ,
- nel modo "direzione dell'immersione" il dato "direzione" è espresso sui  $360^\circ$ , perché ogni azimut indica un diverso punto cardinale verso il quale il piano è inclinato.

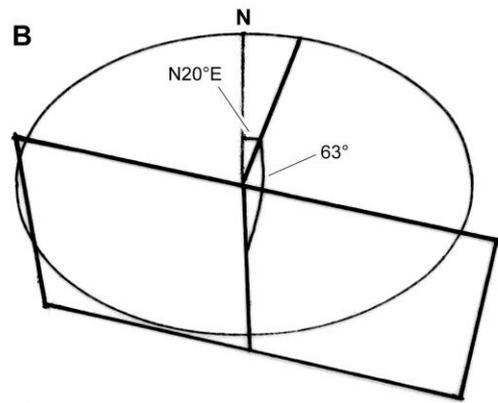
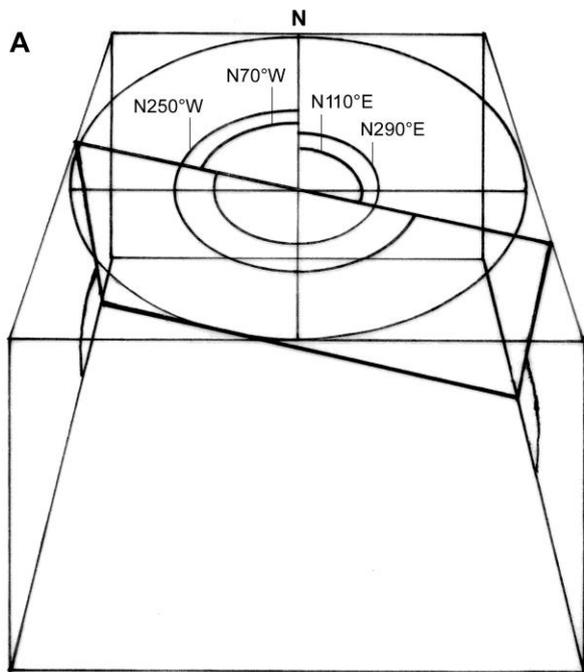
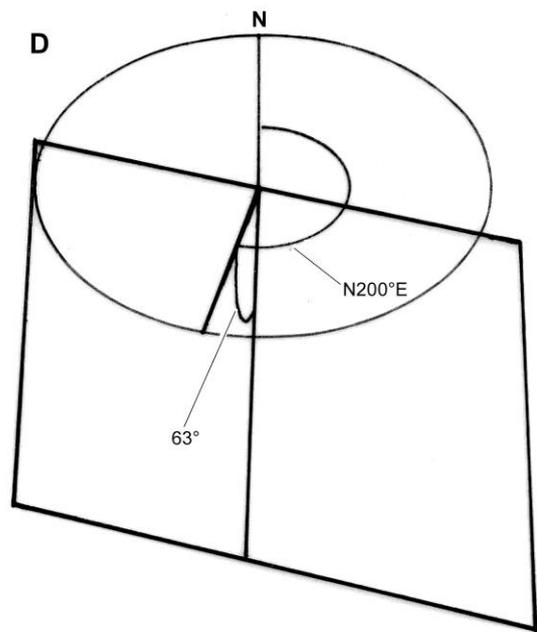
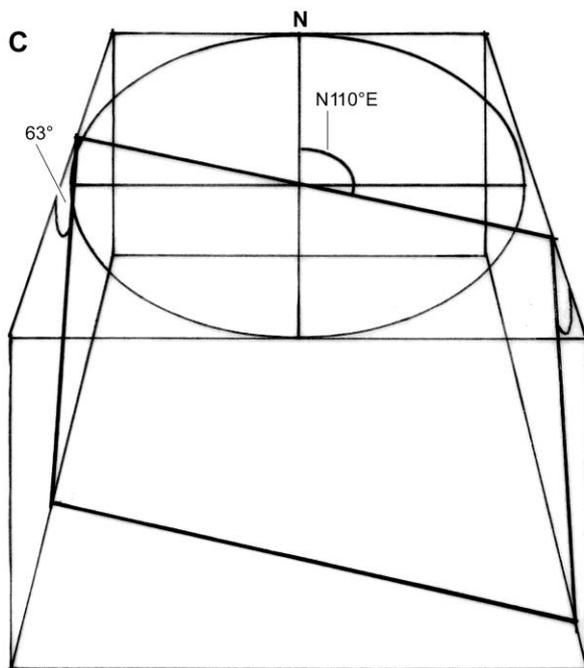


Fig. 15 - In A è indicata la direzione N110°E e le altre tre scritte equivalenti. In B abbiamo l'inclinazione 63° verso NE e l'indicazione N20°E della direzione della linea d'immersione. In C la direzione è sempre N110°E ma l'immersione è verso SW ancora di 63°. In D la stessa giacitura è illustrata con la direzione N200°E della linea d'immersione e dalla solita inclinazione di 63°



### 1.3. MISURA DELLA GIACITURA DI LINEE

Consideriamo ora un elemento lineare, ad esempio un asse di piega, che abbia una certa inclinazione verso il quadrante nord-orientale. Per misurarne la giacitura si eseguono le solite tre letture, ma con una fondamentale differenza:

- **direzione:** è rappresentata dalla linea che si ottiene proiettando l'asse di piega sul piano orizzontale e anche in questo caso viene espressa dall'angolo azimutale, letto in senso orario, compreso tra la linea del Nord e la proiezione stessa, ad esempio N60°E. Si noti che questa è la direzione anche del piano verticale che passa per l'asse della piega e per la sua proiezione sull'orizzontale (Fig. 16A);
- **immersione:** è il punto cardinale verso il quale l'asse di piega è inclinato, ad esempio NE, e qui interviene la differenza rispetto all'immersione della  $S_0$ ;

- infatti, in questo caso l'immersione è sullo stesso piano verticale della direzione dell'asse e non ortogonale a questa, come nel caso precedente di una superficie;
- **inclinazione**: è l'angolo acuto tra l'asse della piega e la sua proiezione sul piano orizzontale, ad esempio 50°.

Adottando il modo classico di scrivere le misure, abbiamo **N60°E - 50°NE** che significa: un asse con direzione 60° e inclinato di 50° verso Nordest.

Rendiamoci ben conto della differenza del dato immersione: nel caso di un asse essa è esattamente lungo la linea direzione (l'azimut 60° indica proprio la direzione SW-NE), invece per la  $S_0$  precedente l'immersione è ortogonale alla direzione.

Anche per gli elementi lineari vale l'esclusione di scritture degli azimut con angoli superiori a 180°, per le solite ragioni già viste. E anche in questo caso possiamo adottare un'altra scrittura, più sintetica e del tutto coincidente con la precedente: **60° - 50°**, cioè un asse inclinato di 50° verso 60° (Fig. 16A).

Se invece l'asse ha lo stesso azimut rispetto al Nord ma l'inclinazione di 50° è verso SW, le scritture cambiano così:

- modo "direzione-immersione-inclinazione"      **N60°E - 50°SW**
- modo "direzione dell'immersione"              **240° - 50°**

Da dove salta fuori il valore 240°? Se l'asse pende verso SW, la direzione dell'asse è sempre la stessa, ma l'inclinazione di 50° è verso SW, cioè verso 240° che risulta da 60° + 180° (Fig. 16B).

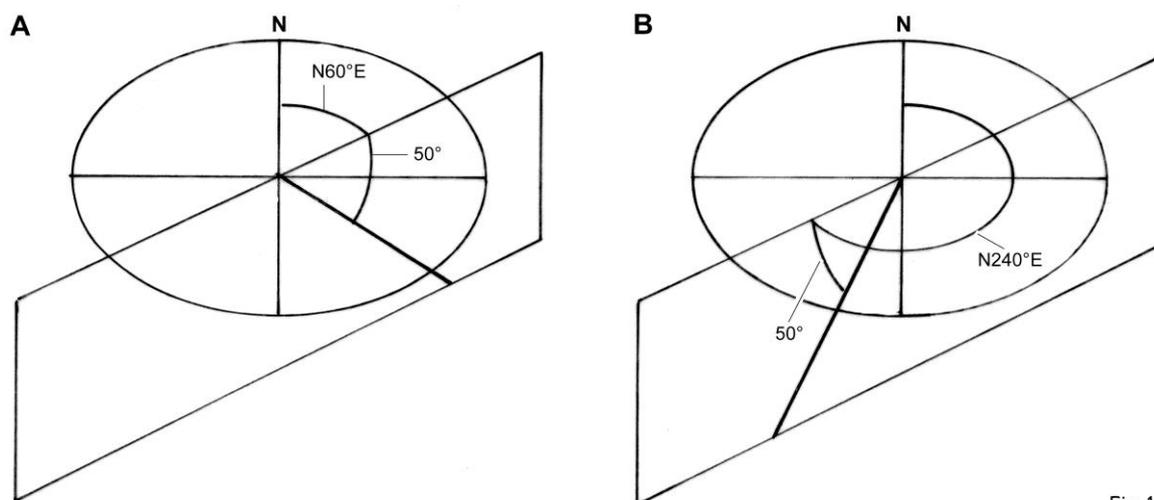


Fig. 16

**ATTENZIONE:** in tutti gli argomenti seguenti che trattano delle giaciture di piani e linee e delle loro relazioni nello spazio, tali giaciture saranno sempre scritte nel modo:

**direzione dell'immersione \* inclinazione**

## 2. I RETICOLI PER LE PROIEZIONI STEREOGRAFICHE IN GEOLOGIA

I **diagrammi** o **stereogrammi** si ottengono per proiezione dei dati giaciture attraverso l'uso alternativo di due principali reticoli: il **reticolo di Schmidt** o il **reticolo di Wulff**.

Sebbene essi differiscano per principi costruttivi e caratteristiche geometriche, entrambi risultano dalla proiezione su un piano di una trama di semicerchi tra loro ortogonali, disegnati sulla superficie di una semisfera di riferimento. A differenza di Cristallografia e Mineralogia, in Geologia la semisfera di riferimento è quella inferiore.

### **Reticolo di Schmidt**

Il principio di proiezione del reticolo di Schmidt è illustrato in Fig. 17A:

- il piano di proiezione è tangente alla semisfera di riferimento nel suo punto più basso (cioè al centro del reticolo in costruzione);
- non esiste uno specifico punto di osservazione: ogni punto della rete di semicerchi sulla semisfera viene riportato sul piano di proiezione tramite archi di cerchio centrati nel punto di tangenza;
- il risultato finale è un reticolo (Fig. 17B) in cui gli iniziali semicerchi sulla semisfera sono rappresentati da linee curve che non sono più archi di cerchio, a parte i diametri verticale e orizzontale che sono rettilinei.

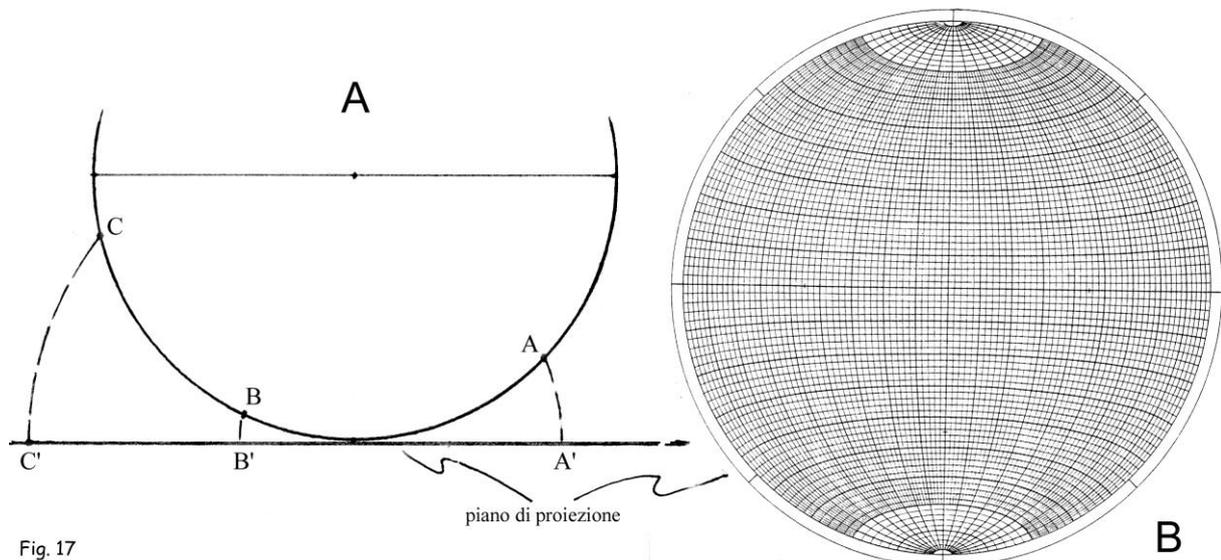


Fig. 17

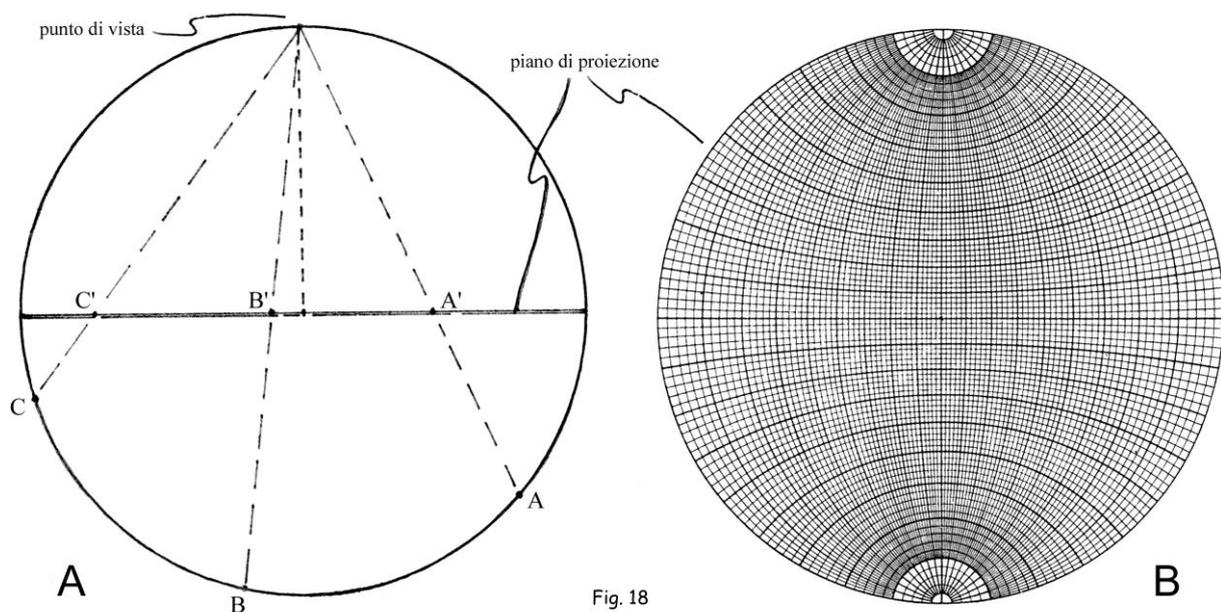


Fig. 18

### Reticolo di Wulff

Il principio di proiezione del reticolo di Wulff è illustrato in Fig. 18A:

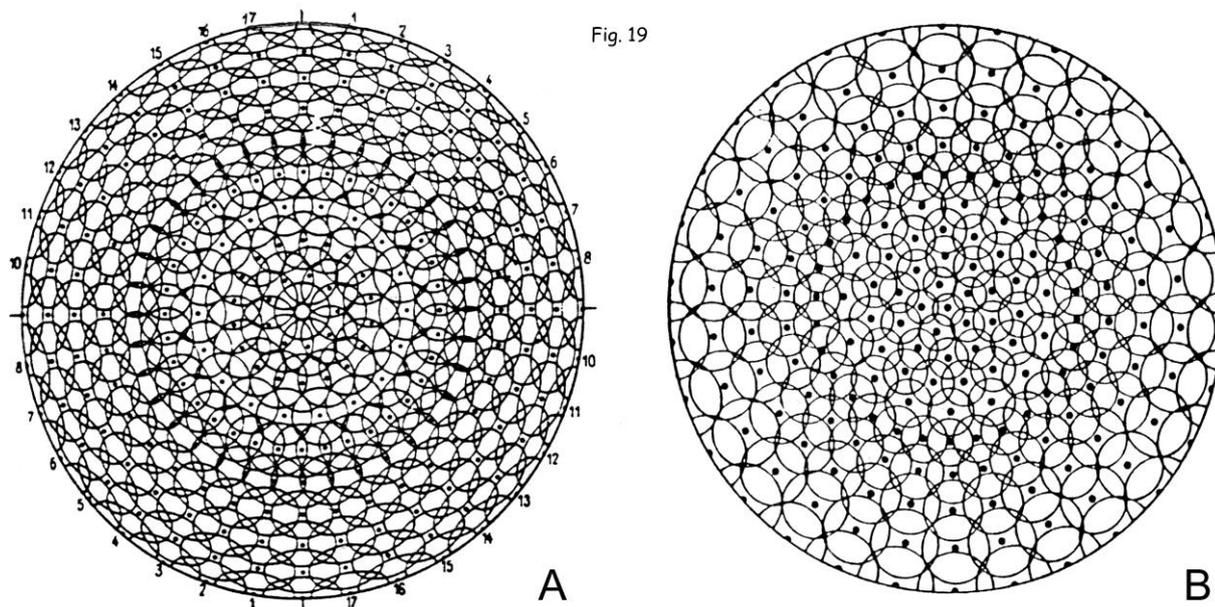
- il piano di proiezione passa per il centro della semisfera di riferimento che, ricordiamo, è quella inferiore;
- esiste un punto di vista, posto al culmine della semisfera superiore (quindi sulla perpendicolare al piano di proiezione passante per il centro);
- osservando da questo punto di vista, tutti i punti della rete di semicerchi sulla semisfera inferiore vengono proiettati sul piano di proiezione, che è orizzontale e passa per il centro della semisfera;
- il risultato finale è un reticolo (Fig. 18B) in cui gli iniziali semicerchi sulla semisfera sono rappresentati da linee curve che sono ancora archi di cerchio, a parte i diametri verticale e orizzontale che sono di nuovo rettilinei.

In sintesi, i due reticoli sono costituiti da una trama di curve che si incontrano formando maglie con lati corrispondenti ad angoli al centro ampi  $2^\circ$ :

- queste curve rappresentano la rete ideale dei meridiani e dei paralleli geografici proiettati su un piano;
- il perimetro circolare del reticolo è detto **cerchio primitivo** o più semplicemente **primitiva**, e contiene le posizioni dei punti cardinali fondamentali;
- le curve con andamento meridiano sono dette **grandi cerchi**, quelle ad andamento ortogonale rispetto alle precedenti rappresentano i paralleli e sono dette **piccoli cerchi**.

Le differenze fondamentali tra i due reticoli sono le seguenti:

- immaginiamo di proiettare figure geometriche di area uguale, ad esempio dei cerchi, poste in posizioni qualunque sulla semisfera di riferimento;
- con il reticolo di Schmidt il metodo di proiezione fa in modo che gli oggetti proiettati abbiano tutti area ancora uguale (come i cerchi originali), anche se la forma circolare primitiva viene conservata solo al centro della proiezione, mentre diventa sempre più ellittica verso la periferia del diagramma (Fig. 19A);
- invece, sul reticolo di Wulff i cerchi mantengono la propria forma, ma dal centro alla periferia del diagramma aumentano di area (Fig. 19B).



A titolo di esempio consideriamo alcune coppie di linee che sottendono tra loro sempre lo stesso angolo, diciamo  $35^\circ$ , ma che hanno posizioni e orientamenti qualsiasi sulla semisfera di riferimento, e immaginiamo di proiettare queste coppie usando i due reticoli;

- sulla proiezione di Wulff gli angoli sono ancora tutti di  $35^\circ$  indipendentemente dalla posizione delle coppie di linee;
- invece sul reticolo di Schmidt solo le coppie distribuite lungo i diametri verticale e orizzontale e lungo il cerchio primitivo hanno angoli ancora di  $35^\circ$ , mentre in tutte le altre parti del diagramma essi sono variamente distorti;

- a conferma di questa differenza si noti che nella rete di Wulff gli angoli tra grandi e piccoli cerchi sono ovunque di 90°, come gli originari angoli tra meridiani e paralleli sulla semisfera di riferimento;
- nella rete di Schmidt sono retti solo gli angoli lungo il cerchio primitivo e lungo i diametri verticale e orizzontale, mentre tutti gli altri angoli sono ottusi o acuti;
- per questi caratteri la proiezione di Wulff è detta equiangolare perché mantiene gli angoli pur cambiando le aree dal centro alla periferia della proiezione,
- e la proiezione di Schmidt è detta equivalente o equiarea perché conserva proporzionalmente le aree ma distorce gli angoli (cioè le forme).

Nonostante questa differenza entrambe le reti consentono, in modo ugualmente corretto, di proiettare piani e linee e di misurare angoli tra di loro, e per questi scopi l'una vale l'altra.

Però, nell'analisi delle geometrie di non poche strutture, soprattutto se di grandi dimensioni e scarsamente esposte in campagna, accade di dover eseguire con opportune tecniche delle elaborazioni sulla distribuzione percentuale dei dati giacitureli proiettati in diagramma.

Tanto per fare degli esempi semplici, questa manipolazione è necessaria:

- quando si voglia ottenere la giacitura media della superficie di imbricamento dei clasti in un conglomerato alluvionale, dei fianchi di una megapiegia, degli assi e piani assiali di pieghe generate da una fase tettonica, delle lineazioni di un qualche tipo, ecc.,
- ma nei rispettivi diagrammi i dati proiettati sono così dispersi da impedire il riconoscimento diretto della giacitura media o dominante.

A questo scopo è indispensabile l'uso di una rete che garantisca che la concentrazione di dati in aree uguali nella realtà sia la stessa nelle proiezioni delle medesime aree in diagramma: in caso contrario distribuzione e concentrazione delle giaciture in proiezione non rispecchiano quelle delle strutture reali.

Il reticolo di Schmidt, e non quello di Wulff, soddisfa in pieno anche questa necessità ed è perciò quello normalmente adottato sia dal geologo in campagna o a tavolino, sia dai più moderni programmi di trattamento al computer di ogni tipo di dati geologici.

### 3. PROIETTARE DATI GIACITURALI

Per visualizzare il metodo con il quale le misure prese in campagna vengono proiettate sul reticolo facciamo ricorso a questi artefatti:

- immaginiamo una semisfera posizionata in modo che la sua sezione circolare superiore sia orizzontale, ed essa rappresenti la nostra superficie di riferimento nello spazio;
- immaginiamo di osservare la parte interna della semisfera dall'alto e che un piano di orientazione qualunque passi per il suo centro;
- per dare concretezza a questi due oggetti, supponiamo che la semisfera sia una scodella di plastica trasparente e il piano sia un semicerchio di compensato, tagliato con diametro uguale a quello della scodella;
- in questo modo, se appoggiamo il semicerchio nella scodella, il suo diametro passa per il centro di essa;
- supponiamo infine che il semicerchio sia appoggiato nella scodella secondo la direzione N-S ( $N0^\circ E$  oppure  $N180^\circ E$ ) con immersione verso W e inclinazione  $50^\circ$  (quindi  $270^\circ - 50^\circ$ )

In Fig. 20A è riportata una visione tridimensionale della scodella e del semicerchio, mentre in Fig. 20B è presentata la vista zenitale dell'insieme come la si osserva in asse con il centro della semisfera: in questa vista si noti che il semicerchio di compensato ha per limiti una linea retta che corrisponde al suo diametro (uguale a quello della semisfera) e una linea curva che rappresenta l'intersezione del piano con la semisfera.

Immediata è la corrispondenza tra questa immagine e quella della Fig. 20C nella quale l'intersezione piano-semisfera è proiettata sulla rete di Schmidt:

- si nota che questa proiezione rappresenta il piano dato, coincide con un grande cerchio e viene denominata **traccia ciclografica del piano**;
- si osserva anche che questa traccia ciclografica passa per i punti Nord e Sud del cerchio primitivo, coerentemente con la direzione N-S ( $= N0^\circ E$  oppure  $N180^\circ E$ ) del piano;
- infine la stessa traccia ciclografica è

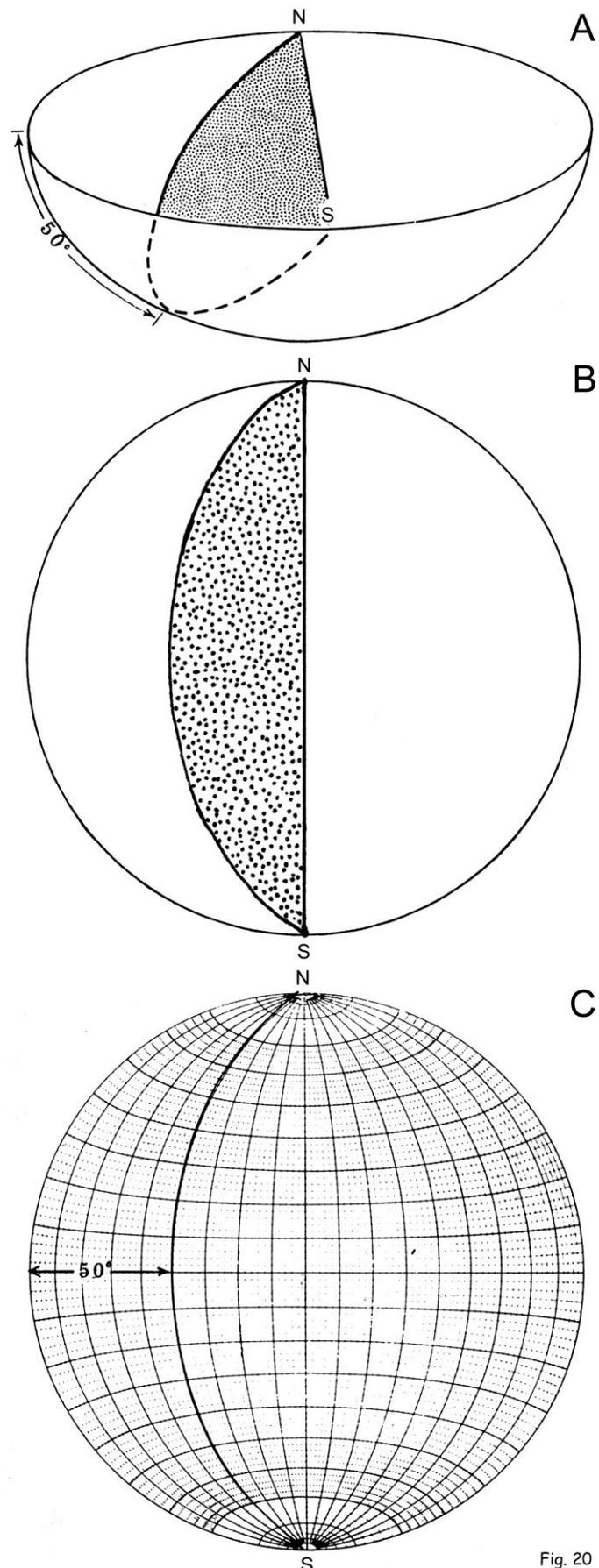


Fig. 20

nella parte di diagramma rivolta verso il punto cardinale W come l'immersione data, e dista dal cerchio primitivo di un angolo di 50° come l'inclinazione data.

Da questa figura si possono derivare due considerazioni basilari:

- i grandi cerchi del reticolo rappresentano altrettanti piani tutti aventi la stessa direzione N0°E, ma ciascuno con una propria inclinazione, verso W quelli a sinistra del diametro verticale della rete, verso E quelli a destra;
- il cerchio primitivo corrisponde al piano orizzontale (che non ha direzione o, se volete, le contiene tutte!), mentre il piano verticale in direzione N-S è rappresentato dal grande cerchio "rettilineo" verticale.

La proiezione stereografica si esegue su un foglio di carta lucida usando un semplice strumento già preparato:

- questo strumento è il reticolo di Schmidt fissato ad un supporto rigido di cartone o compensato;
- nella faccia posteriore del supporto si inserisce una puntina da disegno in corrispondenza del centro del reticolo;
- la testa della puntina deve essere bloccata con colla o adesivo al supporto rigido, mentre sul perno che emerge dal reticolo si inserisce un foglio lucido;
- con alcune semplici rotazioni di quest'ultimo attorno al centro della rete si esegue la proiezione di un piano o di una linea, la cui giacitura abbiamo misurato in campagna.

Si tenga sempre conto che, nelle operazioni di proiezione di piani e linee, questi elementi geometrici sono immaginati passanti per il centro della semisfera di riferimento.

### 3.1 PROIEZIONE DI UN PIANO

#### *La traccia ciclografica*

In campagna abbiamo misurato un piano con questa giacitura: **225 - 60** (i gradi sono sottintesi e d'ora in avanti li trascuriamo) e ora lo proiettiamo sul reticolo di Schmidt:

- si innesta il foglio di carta lucida sulla punta al centro del reticolo;
- una volta posizionato il lucido sopra il reticolo, si riportano su di esso dei trattini in corrispondenza delle estremità dei diametri verticale e orizzontale del sottostante reticolo;
- scrivere le lettere N-E-S-W accanto a questi trattini (da quello "verso l'alto" in senso orario) perché essi rappresentano i punti cardinali della nostra futura proiezione;
- in questa posizione si segna sulla primitiva un punto corrispondente all'azimut 225;
- poi si ruota il lucido (non importa se in senso orario o antiorario) fino a portare il punto 225 a coincidere con uno degli estremi del diametro orizzontale del reticolo (in questo caso il più vicino è l'estremo a sinistra);
- **con il lucido in questa posizione**, lungo il diametro orizzontale del reticolo si contano i 60 gradi d'inclinazione a iniziare dalla primitiva e verso il centro della rete e si segna il punto;
- per questo punto passa un grande cerchio visibile in trasparenza, che si deve disegnare per intero sul lucido ottenendo la traccia ciclografica del piano iniziale;
- in questo modo si vede che la ciclografica è inclinata di 60° verso 225 (SW).

Un breve video dell'operazione è in <http://www.geo.lsa.umich.edu/~vdpluijm/animations/stereoanimation.gif>

## Il polo

L'orientazione di un piano in proiezione stereografica può essere rappresentata da un punto anziché dalla sua traccia ciclografica.

La semplicità di questa rappresentazione è evidente, ed essa è indispensabile quando si debbano proiettare decine o centinaia di giaciture per dedurre il tipo di distribuzione dei dati e analizzarli in modo statistico.

Il punto in questione è detto **polo del piano** e rappresenta la proiezione del punto d'intersezione tra la normale al piano dato e la semisfera di riferimento.

Se consideriamo di nuovo il piano di giacitura 270 - 50 della Fig. 20, in Fig. 21 si nota che esso è rappresentato sia dalla traccia ciclografica che abbiamo già disegnato (vedi Fig. 20C), sia dal suo polo:

- in Fig. 21A è riportato lo stesso semicerchio di compensato della Fig. 20A, in più è stata aggiunta la linea perpendicolare al piano e passante per il centro della semisfera;
- in Fig. 21B è mostrata la visuale dall'alto secondo la verticale, e in Fig. 21C c'è la corrispondente proiezione del piano e della sua ortogonale;
- quest'ultima è ovviamente rappresentata da un punto, che è denominato **polo del piano**, e si noti che esso si trova lungo il diametro orizzontale del diagramma alla distanza angolare di  $90^\circ$  dalla traccia ciclografica;
- essendo rispettata l'ortogonalità iniziale tra il piano dato e la normale ad esso, il polo è considerato l'altro "rappresentante ufficiale" dell'elemento strutturale planare in esame;
- per ultimo si osservi che a proiezione terminata il polo si trova sempre dalla parte opposta alla convessità della traccia ciclografica,
- cioè se il piano immerge verso Ovest come nel nostro esempio, il polo si trova nella parte orientale della proiezione;
- naturalmente, se il piano immergesse verso Nord il suo polo sarebbe nella parte meridionale, se immergesse verso Sudest il polo sarebbe nella parte nord-occidentale, e così via, come avremo modo di constatare ripetutamente;
- inoltre, se l'inclinazione del piano è bassa, la traccia ciclografica passa a poca distanza dal cerchio primitivo mentre il polo è vicino al centro del diagramma;

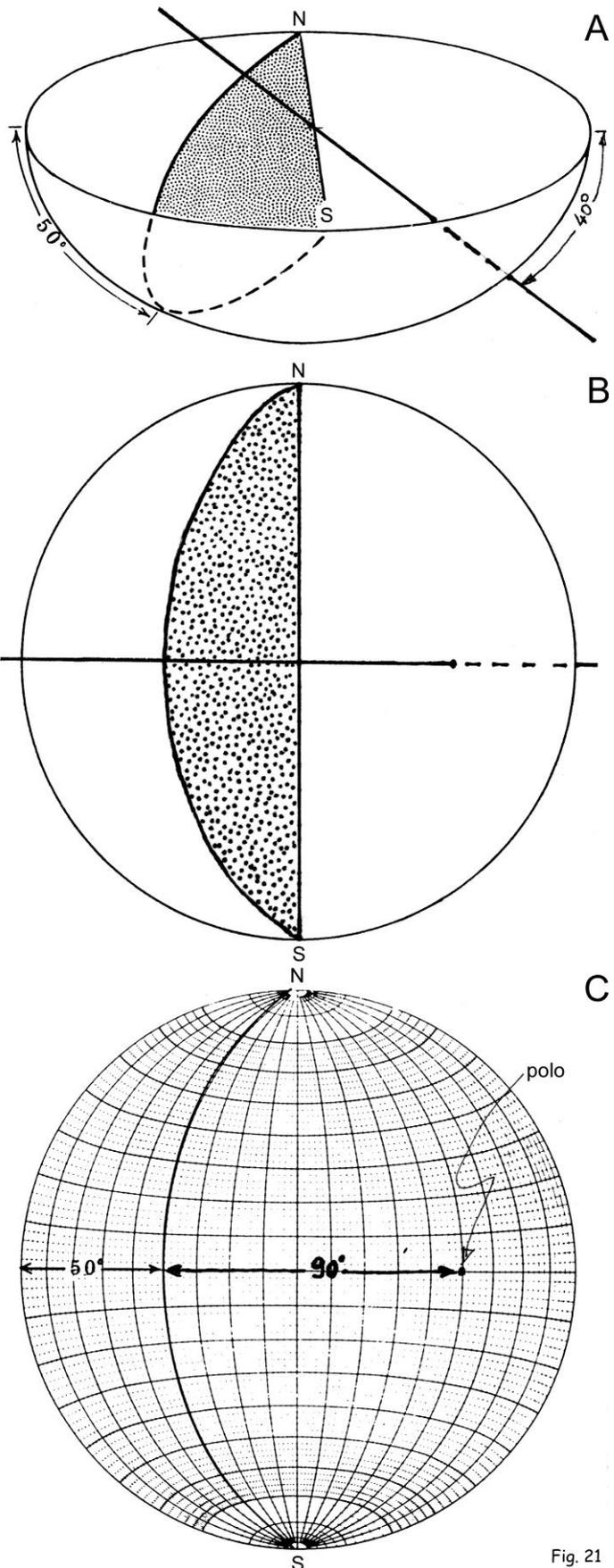


Fig. 21

- se invece il piano è molto inclinato, la ciclografica è prossima al centro e il polo si avvicina alla primitiva;
- nei casi limite, in diagramma un piano orizzontale è rappresentato dalla primitiva e il suo polo è al centro,
- invece un piano verticale è rappresentato da un ..... diametro e il suo polo si trova sulla primitiva da una parte e dall'altra rispetto a quel diametro.

Troviamo ora il polo del **225 - 60**, già proiettato in precedenza:

- le operazioni sono le stesse già eseguite per proiettare il piano fino alla posizione finale, quella in cui si riporta l'angolo d'inclinazione lungo il diametro orizzontale;
- trovato il punto relativo all'inclinazione di 60 verso 225,
- **da questo punto si contano altri 90° lungo il medesimo diametro e sempre nello stesso senso;**
- **il punto così trovato è il polo del piano;**
- quando si disegna il polo di una superficie si consiglia di non marcare sul lucido né il diametro direzione del piano, né la sua traccia ciclografica, perché confondono la proiezione e tutto sommato sono inutili.

Se è vero che il polo trovato è la proiezione dell'asse del nostro piano di partenza, qual'è la giacitura di questa linea? La risposta viene dal paragrafo che segue .....

### 3.2 PROIEZIONE DI UNA LINEA

Un piano qualsiasi incontra la semisfera di riferimento lungo una linea curva, invece un elemento lineare la incontra in un punto. Proviamo a proiettare la linea (asse di piega, stria su faglia, o altro) avente giacitura **160 - 32**:

- le prime tre operazioni sono le stesse già viste per la proiezione del piano, e cioè (1) posizionare un lucido sulla rete equiarea, (2) marcare i riferimenti dei punti cardinali, (3) segnare sulla primitiva il punto corrispondente all'azimut 160;
- poi si ruota il lucido per portare quel punto a un estremo di uno dei due diametri, indifferentemente quello verticale o quello orizzontale;
- lungo quel diametro dalla primitiva e verso il centro si contano i 32 gradi d'inclinazione;
- in questo modo otteniamo la proiezione del punto d'intersezione fra la linea data e la semisfera di riferimento.

- o - o - o - o - o - o - o - o - o - o -

A questo punto viene spontanea la domanda: a cosa servono le proiezioni stereografiche di piani e linee?  
I casi illustrati nei prossimi paragrafi dimostrano come non pochi problemi geologici reali si possano risolvere attraverso questi metodi.

### 3.3 LINEA D'INTERSEZIONE TRA DUE PIANI

Il calcolo dell'intersezione tra due piani è l'operazione che permette di ricavare le giaciture di elementi strutturali fondamentali non misurabili in campagna, ad esempio conoscere la giacitura di assi di pieghe.

Supponiamo di dover ricavare la giacitura della linea d'intersezione tra i piani 232 - 65 e 330 - 78:

- proiettare le misure dei due piani e disegnare le loro tracce ciclografiche;
- queste si incontrano in un punto che è la proiezione della linea d'intersezione di cui vogliamo la giacitura. Come si fa a risalire a direzione, immersione e inclinazione di questa linea?
- ruotare il lucido in modo da portare il punto in questione su un diametro (verticale o orizzontale) del sottostante reticolo, visibile in trasparenza;
- sulla primitiva l'estremo del semidiametro su cui si trova il punto ci dà immediatamente l'azimut rispetto al Nord della direzione d'immersione.

Nel caso specifico la giacitura richiesta è all'incirca **263° - 61°**.

Vediamo un po' meglio alcune situazioni in cui questo metodo risolve problemi reali.

Durante il rilevamento geologico accade molto spesso che le giaciture di  $S_0$  (o di una foliazione secondaria) rivelino l'esistenza di pieghe delle quali, però, risulta impossibile misurare l'asse:

- ciò può essere causato dall'esistenza di suoli e coperture detritiche che nascondono le zone di cerniera, dall'eccessiva grandezza delle pieghe tale da impedire di individuare un'attendibile linea di cerniera, ecc;
- in questi casi l'esercizio precedente risolve il problema perché si può immaginare che i due fianchi di una piega (antiforme o sinforme che sia) si prolunghino nello spazio fino alla loro linea d'intersezione, che è chiaramente parallela all'asse della piega stessa;
- quindi, note le giaciture dei fianchi si risale a quella dell'asse (Fig. 22).

Fig. 22

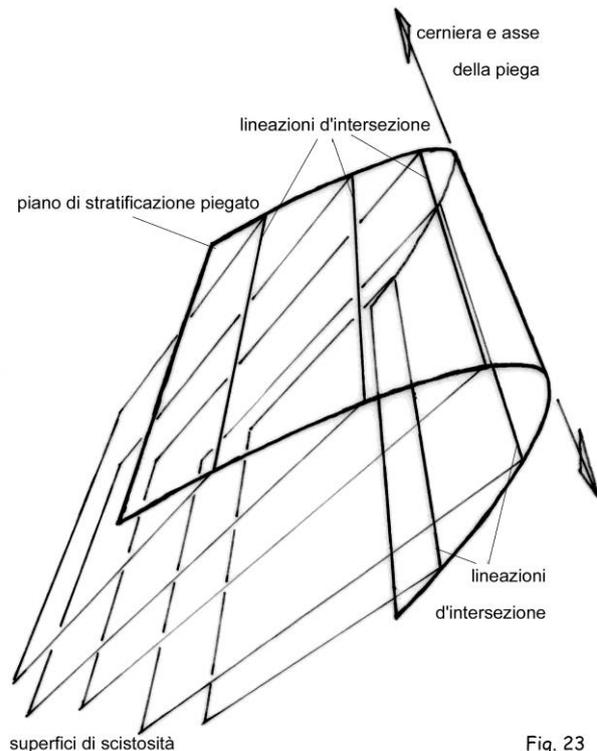
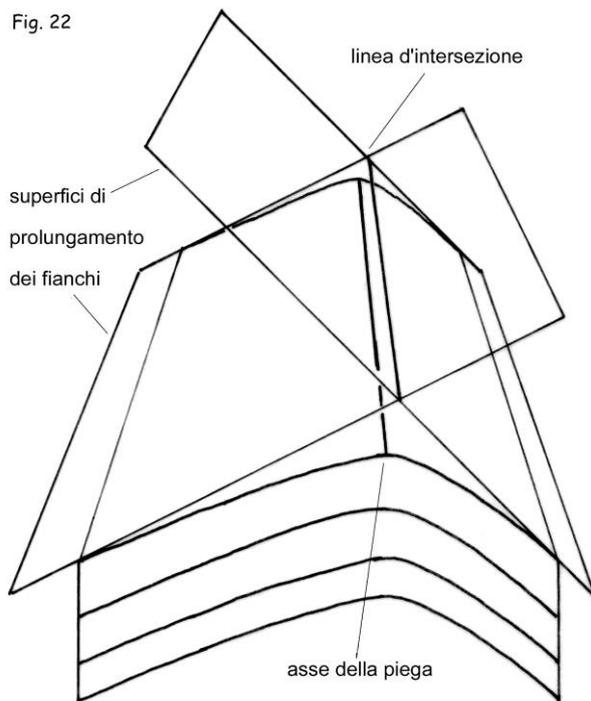


Fig. 23

Supponiamo invece di avere la foliazione di piano assiale di una piega (Fig. 23), detta semplicemente scistosità nel linguaggio parlato:

- è noto che essa è rappresentata da superfici per lo più abbastanza regolari e fitte che nascono durante il progressivo sviluppo delle pieghe, ed è quindi una tipica struttura secondaria;
- queste superfici attraversano i vari livelli della  $S_0$  piegata formando nell'insieme un ventaglio più o meno chiuso e disposto all'incirca simmetricamente rispetto al piano assiale della piega;
- lo stesso piano assiale coincide con uno dei piani di foliazione, il più speciale di tutti dal momento che interseca gli strati piegati proprio lungo tutte le linee di cerniera del *multiplayer* piegato;
- si dimostra che le linee d'intersezione di qualsiasi superficie di foliazione con qualsiasi superficie  $S_0$  sono tutte parallele alla linea di cerniera, sia in prossimità di questa che lungo i fianchi della piega;
- queste linee costituiscono una struttura minore molto importante, detta **lineazione di intersezione**, che in qualunque punto della struttura rappresenta la giacitura locale dell'asse della piega;
- di conseguenza, se in un affioramento collocato in una posizione qualunque di una megapiega riusciamo a misurare le giaciture di  $S_0$  e della scistosità, con l'esercizio precedente otteniamo la giacitura locale dell'asse della struttura,
- anche se mancano pieghe minori parassite sulle cui cerniere misurare l'asse in modo diretto.

Cambiando il tipo di struttura, consideriamo i *set* (= sistemi) di fratturazione presenti in un ammasso roccioso costituito da lapidei d'interesse estrattivo:

- le superfici di discontinuità si intersecano separando prismi a forma di cuneo di dimensioni molto variabili, le cui orientazioni e inclinazioni sono controllate da quelle delle fratture medesime;
- poiché le cave per l'estrazione del materiale lapideo hanno pareti artificiali all'incirca verticali o molto inclinate ("tecchie"), se i prismi isolati tra le fratture sono disposti a franapoggio (cioè escono dalle

tecchie inclinati verso il piazzale di cava), esiste un'alta probabilità di crolli singoli o in massa di volumi rocciosi;

- questi casi di elevato pericolo per persone e cose, assai frequenti in tutti i siti estrattivi, sono conosciuti e bonificati attraverso interventi di disgreggio e/o chiodatura;
- per rendere efficaci questi interventi (che costano!) è assolutamente necessario conoscere la posizione dei cunei nell'ammasso, cioè la giacitura dei diedri che isolano i prismi rocciosi,
- e questa conoscenza si acquisisce attraverso il metodo appena esposto, con il quale si ricostruisce la giacitura delle linee d'intersezione tra le fratture.

### 3.4 ANGOLO TRA DUE PIANI

Quest'angolo è di interesse quando ad esempio si vogliono fare considerazioni sull'apertura media di meso- e megapieghe:

- se esse affiorano in modo discontinuo è certo che possiamo misurare solo alcune giaciture dei fianchi, mentre le zone di cerniera rimangono praticamente ignote;
- si noti che l'apertura è direttamente deducibile da tali giaciture se l'asse della piega è orizzontale o verticale,
- ma questa deduzione è praticamente impossibile per tutte le giaciture dell'asse aventi inclinazioni intermedie, tra circa 10-15° e circa 75-80°;
- in tal caso il problema si risolve solo ricorrendo alla proiezione stereografica delle misure dei due fianchi, che vengono riprodotti in diagramma con i rispettivi poli (in questo esercizio le tracce ciclografiche sono inutili).

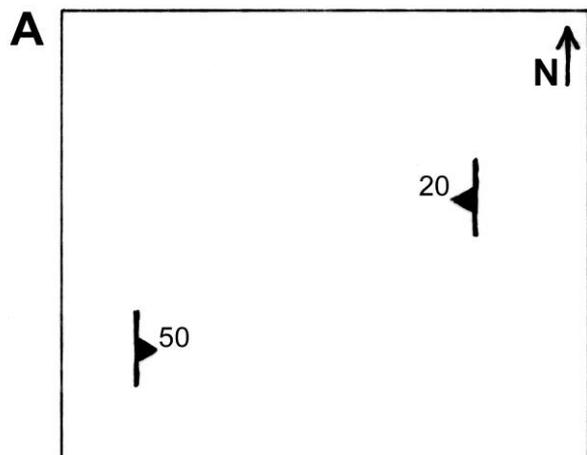
Usate le giaciture del caso precedente (232 - 65 e 330 - 78) e ricavate l'angolo tra i due piani secondo questo semplice metodo:

- disegnare sul lucido i poli dei due piani e poi ruotare il lucido (in un senso o nell'altro) finché essi non vengano a trovarsi lungo un grande cerchio del sottostante reticolo, visibile in trasparenza;
- in questa posizione, l'angolo richiesto corrisponde a uno dei due archi del grande cerchio compresi tra i poli;
- nel diagramma che avete appena realizzato si vede che un angolo è l'arco nella parte centrale del grande cerchio e vale 92°, il secondo angolo corrisponde invece alla somma dei due archi periferici dello stesso grande cerchio, compresi tra i due poli e la primitiva, ed è ampio 88°.

Ma .... quale dei due angoli è quello realmente sotteso dai fianchi della piega?

La scelta corretta è suggerita dalla geometria 3-D della struttura rilevata, come schematicamente illustrato in Fig. 24 per un caso teorico volutamente semplice e tale da permettere un disegno facile e chiaro:

- supponiamo che la stratificazione ( $S_0$ ) sia deformata da una piega parallela di dimensioni chilometriche, avente asse orizzontale in direzione N-S e geometria cilindrica;
- in Fig. 24A compare la carta geologica della struttura con due sole giaciture di  $S_0$  nei fianchi della piega, aventi identica direzione N-S e inclinate una di 50° verso Est, l'altra di 20° verso Ovest (cioè 90 - 50 e 270 - 20);
- in Fig. 24B le  $S_0$  misurate sono considerate entrambe in posizione diritta o normale (cioè strati giovani in alto e vecchi in basso), e questo permette d'interpretare la struttura come una sinclinale aperta (quanti gradi di apertura?), leggermente asimmetrica e con piano assiale molto inclinato verso Ovest;
- invece in Fig. 24C la  $S_0$  più orientale è considerata in posizione diritta, mentre quella occidentale è rovesciata, di conseguenza la piega è un'anticlinale chiusa (quanti gradi di apertura?) ribaltata o rovesciata, ha vergenza verso Ovest e un piano assiale poco inclinato verso oriente;
- per controllare queste affermazioni, che



leggete come se fossero ..... "verità rivelate", costruite per conto vostro i diagrammi relativi ai due casi.

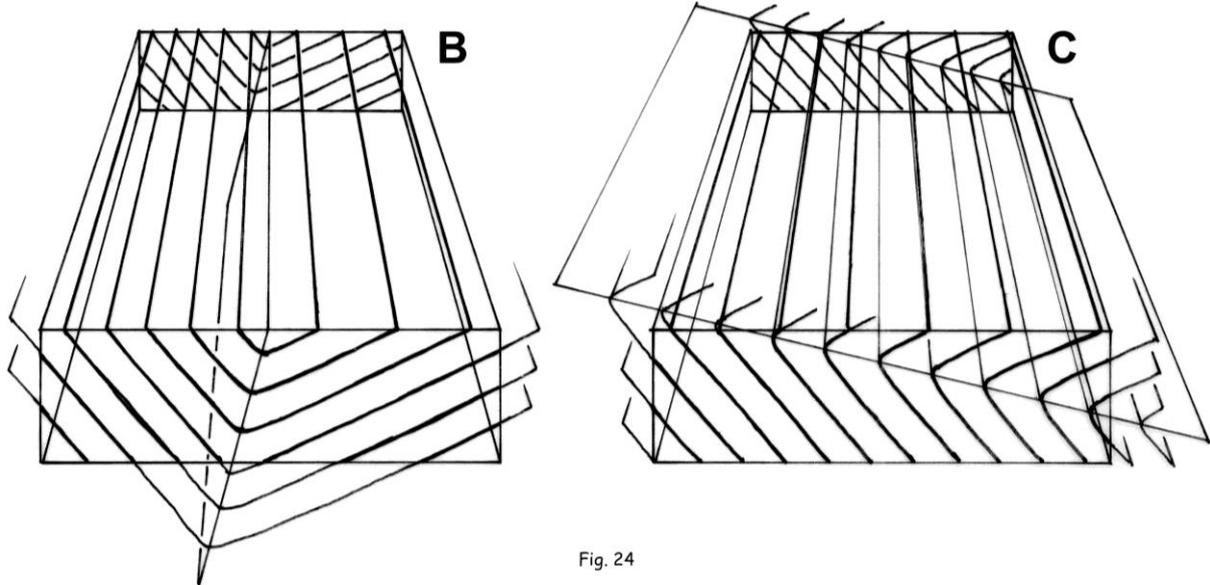


Fig. 24

### 3.5 ANGOLO TRA DUE LINEE

Con lo stesso metodo si può anche valutare l'angolo, quasi mai misurabile in campagna, tra due linee appartenenti alla medesima superficie:

- ogni linea retta nello spazio appartiene ad un certo piano, uno dei tanti che passano per quella linea;
- fra le strutture reali scegliamo l'esempio di un piano di faglia con strie o con *slikensides*, oppure sul quale sia esposta l'intersezione con un filone magmatico, con la stratificazione, ecc.;
- per la conoscenza geologica e l'interpretazione cinematica della struttura siamo interessati, tra le altre cose, ad ottenere l'angolo tra la linea direzione della faglia e i marker (strie oppure o *slikensides*) che denunciano sul piano della faglia stessa la linea del movimento relativo dei due blocchi, un angolo noto col nome di **pitch** (o *rake*, Fig. 25);
- di solito quest'angolo si misura in campagna appoggiando un goniometro direttamente sulla superficie di faglia (vedremo come fare),
- ma se questo non è possibile perché, ad esempio, le giaciture della faglia e della linea non compaiono nello stesso punto, allora il **pitch** si ottiene dalla proiezione stereografica delle due misure;
- immaginiamo una faglia di giacitura 120 - 70 e su di essa delle strie 61 - 50;
- proiettate per esercizio le due misure e noterete che il punto di proiezione delle strie cade a fianco della traccia ciclografica della faglia ..... questo fatto si può accettare, oppure esistono dei problemi? Vediamo .....
- la teoria ci dice che, inevitabilmente, il punto strie deve trovarsi sulla ciclografica faglia dal momento che nella realtà le prime appartengono alla superficie di faglia;
- invece, in diagramma quasi sempre questa coincidenza è solo approssimata, come accade nel nostro esempio ..... come è possibile?
- se le misure sono state prese non nello stesso punto, ma anche a solo qualche decimetro o addirittura a qualche metro l'una dall'altra, accade che le pur piccole deviazioni locali della struttura possono essere sufficienti a causare la non-coincidenza suddetta in proiezione stereografica;
- d'altra parte, se piano di faglia e strie fossero state visibili nel medesimo punto, avremmo misurato direttamente il **pitch** con il goniometro, evitando ogni problema .....

E ora come si fa?

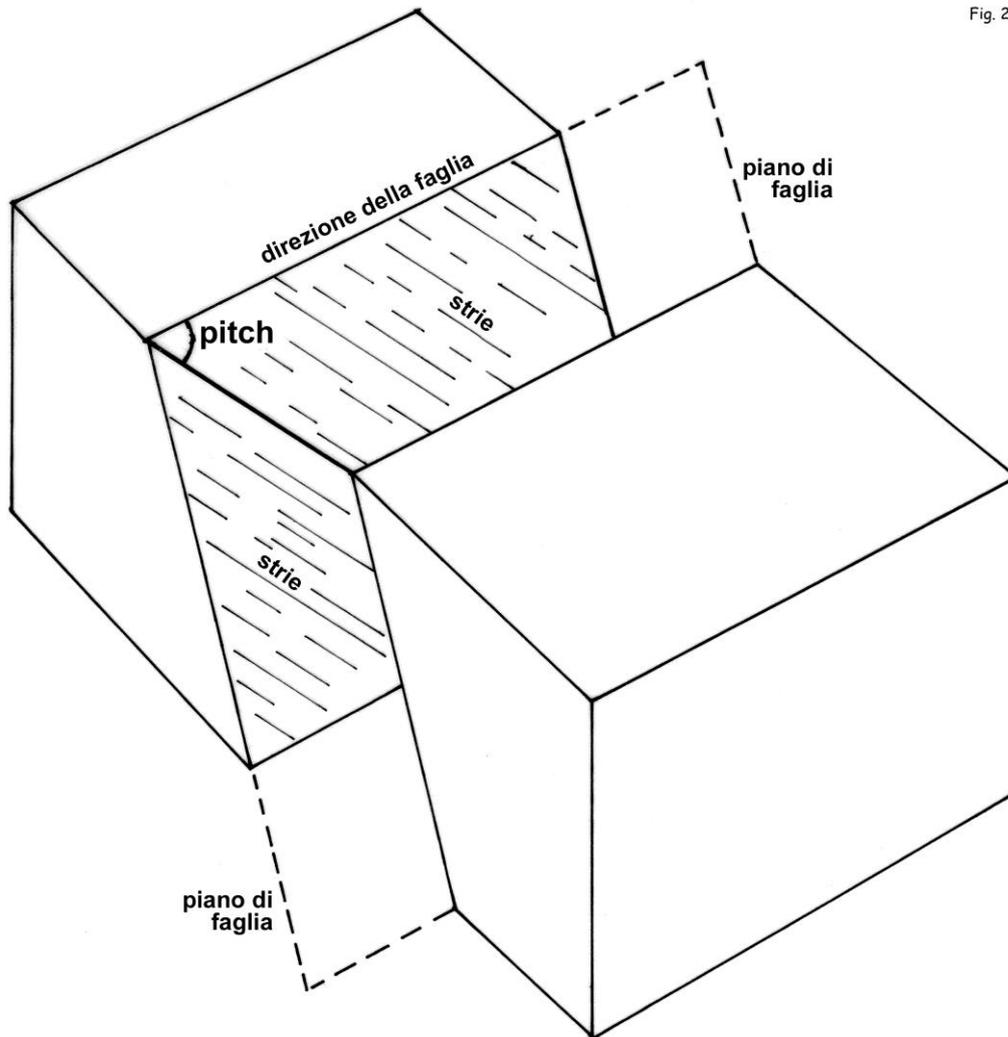
Nella proiezione notiamo che la distanza tra il punto che rappresenta le strie e la traccia ciclografica della faglia è veramente minima, e inoltre siamo certi che le prime appartengono alla seconda:

- queste due circostanze reali ci autorizzano a "riportare" il punto strie sulla ciclo grafica, cosa che si fa nel modo seguente;
- si pone quest'ultima in coincidenza con il proprio grande cerchio, e si sposta il punto strie su di essa lungo il piccolo cerchio che passa per il punto stesso;

- con il lucido in questa posizione, possiamo finalmente leggere il *pitch* delle strie;
- esso è l'angolo corrispondente all'arco computato in senso orario (vedi avanti) dalla primitiva al punto strie;
- nel nostro esempio quest'arco si trova verso NE e l'angolo corrispondente vale circa 56°.

Ovviamente, la "correzione" è legittima solo se la non-coincidenza suddetta è veramente piccola, non superiore a 5-10°, in caso contrario si deve ammettere che le giaciture sono state misurate in modo scorretto e l'analisi risulta priva di significato.

Infine, si deduce che il *pitch* può essere da 0 a 179 gradi, computato in senso orario lungo la ciclografica faglia.



### 3.6 GIACITURA DI UN PIANO

La giacitura di un piano può essere ricavata se si proiettano in diagramma due linee qualsiasi appartenenti al piano medesimo. Casi reali in cui si pone questo problema sono assai frequenti:

- si pensi ad esempio ad una qualsiasi superficie geologica (stratificazione, faglia, filone aurifero, ecc.) che non sia direttamente osservabile in affioramento naturale, ma della quale dobbiamo in ogni caso avere la giacitura;
- in questa situazione è sufficiente che la superficie d'interesse incontri un paio di altre superfici comunque orientate (fratture, tecchie di cava, ecc.) sulle quali essa disegni chiare lineazioni d'intersezione;
- queste linee appartengono alla superficie di giacitura ignota per cui, misurandole e riportandole in diagramma, esse permettono di ottenere la giacitura di detta superficie.

Supponiamo che nei tagli al monte di una cava la  $S_0$  sia intercettata su due superfici artificiali diversamente orientate in modo da dare su di esse due nette lineazioni d'intersezione: 302 - 38 e 194 - 10. Il metodo prevede le seguenti operazioni:

- proiettare le due linee;
- ruotare il lucido (in un senso o nell'altro) finché i due punti si allineano su uno stesso grande cerchio del sottostante reticolo;
- ricalcare sul lucido questo grande cerchio fino a che la ciclografica intercetta il diametro orizzontale della rete;
- questo punto ci dà la giacitura del piano passante per le due linee in termini di direzione dell'immersione e inclinazione;
- nel nostro caso il risultato è **272 - 42**
- anche per questo esempio disegnate per conto vostro il relativo diagramma.

#### Esercizi

- 3.1 Dati i seguenti piani: 80 - 20; 140 - 50; 45 - 70, trovare le rispettive inclinazioni apparenti sul piano 80 - verticale (= 170 - 90). Questo problema si incontra molto spesso nel disegno di sezioni geologiche, quando sul piano di sezione si devono riportare le giaciture di stratificazione o foliazione secondo le loro inclinazioni apparenti. (20, 31, 66)
- 3.2 Una piega ha i propri fianchi con queste giaciture: 151 - 48; 298 - 55. Ricavare la giacitura dell'asse. (222 - 20)
- 3.3 In una miniera un livello mineralizzato tabulare intercetta le pareti di due gallerie secondo linee che sono due diverse inclinazioni apparenti del livello. Le due linee hanno queste giaciture: 270 - 14; 168 - 25. Qual'è la giacitura del livello? (204 - 30)
- 3.4 Una faglia ha giacitura 90 - 70. Un banco calcareo con giacitura 235 - 25 è tagliato dalla faglia. Per circolazione idrotermale lungo la superficie di faglia, il banco calcareo è stato mineralizzato in corrispondenza dell'intersezione delle due superfici, e per il suo sfruttamento è necessario rispondere a questi quesiti:
- qual'è la giacitura della vena mineralizzata? (160 - -6)
  - qual'è il suo *pitch* (acuto) sulla superficie di faglia? (21)
  - qual'è il *pitch* (acuto) della faglia su banco calcareo? (17)
- 3.5 Uno strato di carbone ha la seguente giacitura misurata in affioramento: 158 - 40. Sui versanti di un monte che contiene il livello si vogliono aprire due gallerie lungo banco per il suo sfruttamento, e si vuole che abbiano inclinazione di 10° verso i rispettivi imbocchi, in modo che esse funzionino anche come drenaggi del giacimento. Secondo quali direzioni si devono aprire le due gallerie? (76, 235)
- 3.6 Due fasce di taglio hanno queste giaciture:  $ZT_1$  170 - 75;  $ZT_2$  330 - 52, e l'una taglia l'altra:
- qual'è la giacitura dell'intersezione? (255 - 18)
  - qual'è la giacitura del piano ortogonale all'intersezione? (75 - 72)
  - su questo piano, quanto misura l'angolo ottuso tra le due fasce di taglio? ( $\approx$  123)
  - qual'è la giacitura del piano bisettore di questo angolo ottuso? (215 - 22)
- Una galleria di miniera deve essere aperta fino alla zona d'intersezione delle due fasce di taglio. Per motivi di sicurezza, la galleria deve bisecare l'angolo ottuso tra di esse, ed essere ortogonale alla loro intersezione:
- quale giacitura deve avere? (162 - 12)
  - da quale punto cardinale deve essere scavata la galleria per raggiungere la zona d'intersezione, in modo tale che i carrelli in uscita, pieni di minerale, vadano in discesa e non in salita? (162)

## 4. ROTAZIONI DI PIANI E LINEE

In molti problemi geologici è necessario ruotare piani e linee attorno ad un certo asse: i prossimi paragrafi e gli esercizi proposti illustrano vari esempi di tale necessità.

In proiezione stereografica le operazioni da eseguire sono molto semplici e riguardano lo spostamento di punti che rappresentano delle linee oppure dei piani (in questo caso si tratta dei poli dei piani). La procedura è la medesima con entrambe le reti di proiezione, quindi continuiamo ad usare la rete equiarea di Schmidt.

È importante ricordare che per poter fare qualsiasi rotazione è necessario avere la giacitura della linea o del piano da ruotare e dell'asse di rotazione, nonché sapere l'angolo e il senso della rotazione. Per evitare ogni ambiguità, per convenzione il senso di rotazione viene indicato come orario o antiorario ed è specificato guardando verso la direzione di immersione dell'asse di rotazione.

Cercando di visualizzare una rotazione in 3-D, immaginiamo un asse di rotazione X e una certa linea retta avente una qualunque orientazione e posizione nello spazio rispetto a quell'asse:

- i reciproci rapporti d'orientazione delle due linee sono dati dall'angolo che esse sottendono,
- angolo che possiamo visualizzare meglio se immaginiamo di spostare l'asse X parallelamente a sé stesso fino ad intercettare l'altra linea;
- in questa configurazione, se eseguiamo la rotazione della linea retta attorno all'asse X, otteniamo un doppio cono avente come asse proprio l'asse X e come generatrice l'altra linea.

In proiezione stereografica, la proiezione del cerchio d'intersezione tra un cono comunque orientato e la semisfera di riferimento viene realizzata usando i piccoli cerchi: siccome questi ultimi hanno tutti il diametro verticale della rete come asse comune, ne consegue che le rotazioni si eseguono lungo i piccoli cerchi ponendo l'asse di rotazione X dato in coincidenza con tale diametro.

Le rotazioni possono essere intorno ad assi orizzontali, verticali o inclinati e nel seguito sono illustrate le operazioni da eseguire per i tre casi.

### 4.1. ROTAZIONE INTORNO AD UN ASSE ORIZZONTALE

La semplicità di questa rotazione permette di familiarizzare con gli spostamenti lungo i piccoli cerchi delle proiezioni di linee e piani (poli), procedimento che si esegue per la prima volta.

Supponiamo di avere tre linee A, B, C rispettivamente inclinate di 30°, 60° e 90° verso N (cioè 0 - 30, 0 - 60 e 0 - 90):

- è evidente che esse giacciono sul piano verticale di direzione N-S (0 o 180),
- ed è altrettanto evidente che i tre valori d'inclinazione sono in pratica i *pitch* delle tre linee rispetto alla direzione del piano verticale che le contiene;
- rendetevi ben conto di queste due evidenze!
- In Fig. 26A si vedono le tre linee in tre dimensioni, inserite nella semisfera di riferimento,
- in Fig. 26B le stesse sono proiettate sulla rete di Schmidt nei punti A, B e C, che si trovano sulla traccia ciclografica del piano che le contiene;
- notare che questa traccia coincide col diametro verticale del reticolo perché il piano è verticale ed ha direzione N-S.

Supponiamo ora che il piano verticale contenente le linee ruoti intorno ad un asse orizzontale orientato N-S, cioè un asse coincidente con la direzione del piano medesimo; se guardiamo verso Nord lungo l'asse di rotazione e se questa è antioraria, le tre linee si spostano progressivamente verso E. Osserviamo le modificazioni sul diagramma:

- gradualmente la traccia ciclografica del piano portante si sposta su grandi cerchi sempre meno inclinati verso E, e si nota che le tre linee su di essa si spostano nello stesso senso lungo i piccoli cerchi passanti per le loro rispettive posizioni iniziali;
- la Fig. 26C mostra le posizioni A', B' e C' raggiunte dai punti A, B, C dopo una rotazione di 40°;
- quando la rotazione raggiunge i 90°, la traccia ciclografica coincide con la primitiva perché il piano è divenuto orizzontale, e i tre punti si trovano in A'', B'' e C'' (Fig. 26C);

- è bene sottolineare che in queste posizioni i tre punti rappresentano le giaciture orizzontali delle tre linee;
- poiché una linea orizzontale intercetta la semisfera di riferimento in due punti simmetrici rispetto al centro, questi vengono proiettati sul cerchio primitivo in posizioni simmetriche rispetto al centro;
- per questo motivo A'', B'' e C'' possono e **devono** essere segnati anche lungo il quadrante SW del cerchio primitivo (Fig. 26C);
- si noti che i tre punti a SW segnalano l'entrata in scena delle semirette che nella visione 3-D di Fig. 26A si trovavano al di sopra della semisfera usata per la proiezione, e sono proprio queste nuove posizioni che permettono di visualizzare il proseguimento della rotazione;
- infatti, se il piano continua a ruotare nello stesso senso, le tre linee scompaiono dal settore NE del diagramma ed entrano in quello SW, e le loro rotazioni seguono i tre piccoli cerchi simmetrici (rispetto al centro) di quelli precedenti;
- la Fig. 26D illustra le posizioni A''', B''' e C''' raggiunte dalle tre linee dopo la rotazione di 180° del piano, e la Fig. 26E è la visione in tre dimensioni di questa situazione;
- a questo punto risulta chiaro che, se la rotazione continua nello stesso senso di altri 180° (quindi per totali 360°), le linee A, B e C tornano alle loro posizioni iniziali.

La particolarità di questo caso sta nel fatto che le tre linee appartengono ad uno stesso piano, inoltre l'asse di rotazione è scelto orizzontale e in direzione N-S e quindi in proiezione si trova già coincidente col diametro verticale della rete. Nei casi geologici reali si operano rotazioni di linee o piani comunque orientati intorno ad assi orizzontali ma che hanno direzioni qualsiasi: una volta proiettati i dati, i due punti sul cerchio primitivo che rappresentano l'asse di rotazione dato X devono essere portati alle estremità del diametro verticale, e solo dopo si possono fare le rotazioni.

Un ultimo aspetto da chiarire riguarda il senso di rotazione! Esso viene espresso ancora nello stesso modo, cioè orario e antiorario ma, poiché l'asse di rotazione X è orizzontale, viene meno la convenzione che fissa il senso orario e antiorario guardando verso la direzione di immersione dell'asse X ..... !

In questo caso la convenzione è quella di guardare verso il punto cardinale (azimut) della direzione dell'asse, come se si fosse nel centro della semisfera e si guardasse verso un dato azimut sul cerchio primitivo, e in questa "posizione di visuale" si fissa il senso orario o antiorario della rotazione da imporre.

Come esempio, abbiamo una piega il cui asse A ha giacitura 134 - 11, ma è stato accertato che il volume roccioso che la contiene è stato ruotato di 40° in senso orario intorno ad un asse X avente giacitura 100 - 0, ad opera di *tilting* per fagliamento successivo al piegamento.

Il problema è conoscere la giacitura dell'asse pre-fagliamento ..... Dobbiamo quindi restaurare la posizione

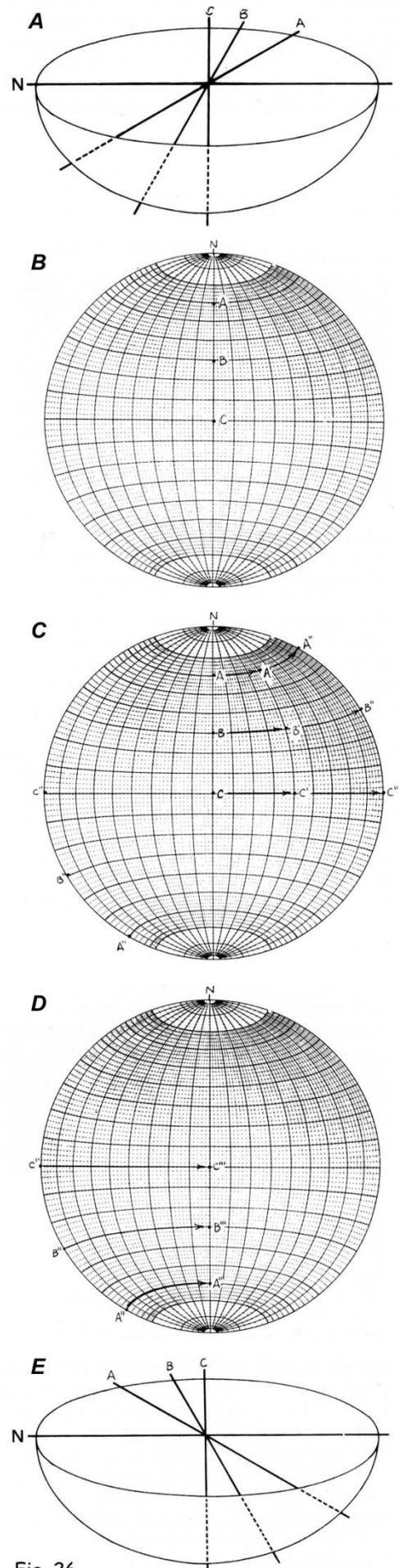


Fig. 26

originale della piega eliminando il *tilting* attraverso una rotazione antioraria di 40° intorno all'asse 100 - 0. Ecco la procedura (cercate di eseguire ogni passaggio usando la rete che vi è stata fornita):

- proiettare sul solito lucido l'asse A della piega e l'asse X di rotazione, quest'ultimo è ovviamente rappresentato da due punti diametralmente opposti sulla primitiva, ma a noi interessa il punto di azimut 100;
- ruotare il lucido fino a che quest'ultimo punto arriva a coincidere con l'estremo superiore del diametro verticale della rete;
- in questa posizione il punto A relativo all'asse della piega viene a trovarsi su un piccolo cerchio lungo il quale dobbiamo imporre la rotazione di 40°;
- dato che il senso di questa è antiorario, dobbiamo spostare il punto verso la primitiva, che viene raggiunta dopo solo pochi gradi di rotazione;
- ora il punto A si trova sulla primitiva sia nel quadrante NE che in quello SW, e i restanti gradi di rotazione si contano lungo il piccolo cerchio passante per quest'ultima posizione, sempre nello stesso senso;
- dopo questi ultimi gradi di rotazione il punto A raggiunge la posizione che rappresenta la giacitura dell'asse della piega prima del fagliamento, cioè 312 – 14.

Esercizi

- 21.1 Se il punto proiettato relativo alla giacitura 134 - 11 dell'esempio precedente non rappresentasse un asse, ma fosse il polo di un piano, quale sarebbe la giacitura attuale del piano? E quale quella antecedente al fagliamento? (316 – 79; 132 – 74)
- 21.2 Determinare la giacitura delle seguenti linee dopo rotazione intorno agli assi orizzontali di volta in volta indicati:
- linea 40 - 26 ruotata di 15° in senso orario intorno all'asse 86 – 0 (36 – 14)
  - linea 80 - 42 ruotata di 52° in senso antiorario intorno all'asse 116 – 0 (140 – 49)
  - linea 22 - 38 ruotata di 62° in senso orario intorno all'asse 250 – 0 (96 – 54)

## 4.2. ROTAZIONE INTORNO AD UN ASSE VERTICALE

In una placca litosferica si abbia un sistema di faglie normali con giacitura media 208 - 64. Sappiamo che queste faglie si sono formate prima che la placca fosse separata dalle altre ed iniziasse una deriva indipendente che l'ha costretta a ruotare di 57°, in senso antiorario, intorno ad un polo euleriano nel quale si colloca l'asse verticale X di rotazione. Vogliamo conoscere la giacitura media delle faglie prima del *rifting* e del successivo *drifting* della placca:

- si proiettano entrambi i dati e, naturalmente, l'asse verticale cade al centro della rete nel punto X, mentre la giacitura media delle faglie è proiettata come polo PA;
- per eseguire la rotazione l'asse X deve (1) essere orizzontale e (2) coincidere con un estremo del diametro verticale della rete;
- per soddisfare la condizione (1) si pone la tacca del Nord (che sempre si segna sul lucido all'inizio di ogni esercizio) in corrispondenza dell'estremo superiore del diametro verticale della rete,
- col lucido in questa posizione, il punto centrale del diagramma rappresentante dell'asse X deve essere spostato di 90° lungo il proprio piccolo cerchio (è indifferente se verso destra o verso sinistra), cioè lungo il diametro orizzontale della rete fino a portandolo sulla primitiva, ove si segna il punto X';
- degli stessi 90° e nello stesso senso deve essere ruotato anche il PA lungo il proprio piccolo cerchio, in modo che il rapporto angolare tra il punto PA e l'asse X sia mantenuto anche nella nuova configurazione, e si segna il punto PA';
- per soddisfare la condizione (2) si ruota il lucido così da portare X' a coincidere con l'estremo superiore del diametro verticale della rete;
- in questo modo il punto PA' si colloca su un nuovo piccolo cerchio, lungo il quale possiamo ruotarlo di 57° in senso orario per annullare la rotazione antioraria subita dalla placca, fino alla nuova posizione PA'' (segnare il punto);
- ora non resta che annullare le due rotazioni fatte per soddisfare le condizioni (1) e (2), e al termine il punto PA'' si troverà in una nuova posizione PA''' (ricordatevi che è il polo delle faglie!) dalla quale si risale alla giacitura media delle faglie pre-*rifting*: 266 – 64.

Grazie al fatto che l'asse di rotazione X è verticale, molto più semplicemente possiamo operare così:

- se consideriamo la linea relativa al polo PA come la generatrice di un cono verticale avente per asse la linea X e un'apertura di  $64^\circ \times 2 = 128^\circ$ , in proiezione il cerchio intercettato da questo cono sulla semisfera di riferimento è rappresentato da un cerchio centrato nel punto X e passante per il punto PA, che disegniamo col compasso;
- marcata sulla primitiva la direzione d'immersione della linea PA, si aggiunge a questo azimut la nuova posizione in proiezione della faglia media pre-rotazione.

**ATTENZIONE:** se operiamo in questo modo, l'angolo di rotazione si somma se la rotazione è in senso orario, si sottrae se la rotazione è in senso antiorario.

Provate per conto vostro questi due metodi che, se ben eseguiti, devono dare lo stesso risultato.

Esercizi

- 21.3 Determinare la giacitura delle seguenti linee dopo una rotazione intorno ad un asse verticale:
- linea 26 - 16 ruotata di  $46^\circ$  in senso orario (modo1 72 - 16; modo2 74 - 16)
  - linea 208 - 54 ruotata di  $20^\circ$  in senso orario (236 - 54)
  - linea 332 - 76 ruotata di  $70^\circ$  in senso antiorario (modo1 260 - 74; modo2 262 - 76)

### 4.3. ROTAZIONE INTORNO AD UN ASSE INCLINATO

Questo è il caso di gran lunga più frequente e lo si può risolvere con due metodi, quello della doppia rotazione (modo1) e quello delle tracce ciclografiche (modo2).

#### **Metodo della doppia rotazione (modo1)**

In assetti tettonici a pieghe è molto comune il caso di rocce che hanno subito più di un episodio di deformazione. In questa situazione è utile rimuovere gli effetti dell'ultima deformazione per avere gli elementi descrittivi (giacitura, geometria, stile, ecc.) della penultima deformazione, e così via a ritroso (se è possibile ....) fino a ripristinare lo stato indeformato iniziale.

L'esempio che utilizziamo non considera architetture 3D complicate come le pieghe ripiegate, ci si limita a considerare geometrie planari semplici, come le stratificazioni di formazioni reciprocamente discordanti.

In Fig. 27A è rappresentata una discordanza angolare tra due formazioni. La Fm.O (= *old*) è un'alternanza di calcari e argilliti con giacitura  $140 - 70$ . La Fm.Y (= *young*) è costituita da conglomerati e arenarie con giacitura  $30 - 35$  parallela alla superficie di discordanza (come si vede in figura). Questo quadro geologico ci dice che:

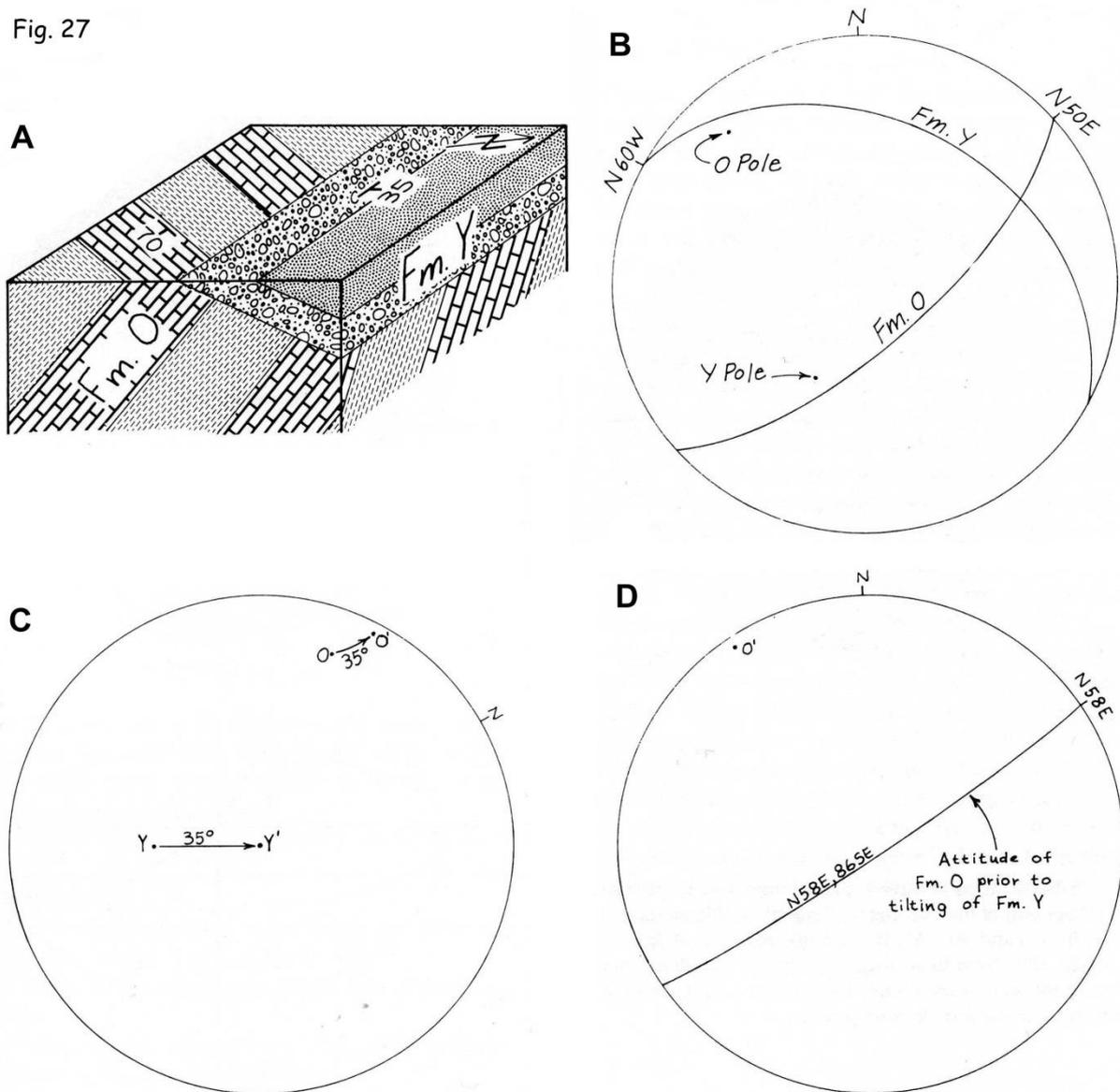
- la Fm.O è stata deformata ed erosa prima del deposito della Fm.Y;
- dopo il deposito della Fm.Y il tutto è stato nuovamente deformato (riflettete su quali possono essere le cause .....

Se vogliamo ricostruire la storia tettonica dell'area, dobbiamo conoscere la giacitura della Fm.O al momento in cui la Fm.Y iniziava a sedimentare secondo strati che erano orizzontali. Il problema si risolve in questo modo:

- proiettare i poli delle due superfici misurate in campagna (Fig. 27B);
- se vogliamo ripristinare l'assetto geologico al termine del deposito della Fm.Y, prima che si realizzasse il secondo episodio deformativo, dobbiamo riportare la stratificazione della Fm.Y e la sua superficie di base (= la superficie di discordanza) alla loro posizione originaria, cioè all'orizzontale (per semplicità evitiamo di ipotizzare casi speciali, tipo stratificazione incrociata, ecc.);
- ma qual è l'asse della rotazione che ha portato la Fm.Y alla sua giacitura finale? Non lo conosciamo, tuttavia sappiamo che il polo di una superficie orizzontale cade al centro della proiezione;
- allora, per poter operare la rotazione che ci consente di portare il polo della Fm.Y al centro del diagramma, si deve piazzare questo polo sul piccolo cerchio rappresentato dal diametro orizzontale della rete;
- lo si fa ruotando il lucido (è indifferente se in un senso o nell'altro, per comodità si scelga la rotazione più breve) finché il polo della Fm.Y giunge sul diametro orizzontale (Fig. 27C);
- ora si trasporta il polo della Fm.Y al centro della proiezione ( $Y'$  in Fig. 27C) ruotandolo di un certo angolo in senso antiorario;
- in questo modo abbiamo ripristinato, pur in modo solo grafico, l'orizzontalità delle superfici di strato della Fm.Y e del suo contatto di base;

- con il lucido in questa posizione, anche il polo O deve essere spostato lungo il suo piccolo cerchio, ruotandolo nel medesimo senso di un angolo pari a quello della rotazione del polo Y;
- segnato il punto O' (Fig. 27C), si riporta la tacca del N alla sua posizione iniziale, così O' si ricolloca come polo della Fm.O', dalla quale si ricava il risultato richiesto, cioè la giacitura della stratificazione della Fm.O prima del depositarsi della Fm.Y: modo1 148 - 84 (86 in Fig. 27D).

Fig. 27



### Metodo delle tracce ciclografiche (modo2)

Supponiamo di voler ruotare una linea L 75 - 32 di 50° in senso orario intorno ad un asse A avente giacitura 54 - 25:

- sul lucido proiettare le due linee L e A, disegnare il grande cerchio passante per esse e misurare l'angolo  $\beta$  che sottendono, pari a 20°;
- ruotare il lucido portando A sul diametro orizzontale del reticolo e disegnare la traccia ciclografica P del piano di cui A è il polo;
- indicare con B l'intersezione di questa traccia ciclografica con la traccia L-A;
- lungo la traccia P computare da B in senso orario l'angolo di 50° della rotazione data e segnare il punto B'. Il senso orario si stabilisce guardando di fronte la ciclografica P, in modo che la sua convessità sia rivolta verso l'osservatore;
- disegnare la ciclografica per A e B', lungo questa contare da A verso B' l'angolo  $\beta$  prima trovato e marcare il punto L';
- quest'ultimo rappresenta la nuova posizione della linea L dopo la rotazione di 50°, posizione che è rappresentata dalla giacitura 59 - 45 (circa ...).

## Esercizi

- 4.1 La formazione al di sotto di una superficie di discordanza angolare ha strati con giacitura 244 - 74, quella al di sopra della stessa discordanza ha strati con giacitura 300 - 54. Qual'era la giacitura degli strati più vecchi quando quelli più giovani iniziavano a depositarsi orizzontalmente? (217 - 55 circa)
- 4.2 I minerali di Fe in una vulcanite contengono la memoria del campo magnetico attivo al momento dell'effusione e solidificazione della roccia magmatica. Com'è noto, la misura di questo campo magnetico serve a determinare intensità e orientazione delle linee di forza del campo magnetico terrestre al momento della solidificazione della roccia.  
Sappiamo che una colata di lava di un certo complesso eruttivo è stata deformata in modo che dalla giacitura iniziale orizzontale è passata a quella 258 - 40; sappiamo inoltre che l'odierna orientazione delle linee di forza del campo magnetico memorizzato da quella lava è 67 - 32.  
Qual'era la primitiva orientazione delle linee del campo magnetico? (48 - 71)
- 4.3 La stratificazione incrociata in formazioni arenitiche può essere utilizzata per stabilire l'orientazione (direzione e senso) del flusso di corrente che trasportava i materiali clastici.  
Supponiamo che una certa stratificazione incrociata sia in strati arenacei rovesciati aventi giacitura 254 - 77 e che attualmente indichi una direzione di flusso verso 142.  
Vero quale direzione era il flusso primitivo della paleocorrente? (350)
- 4.4 Studi sedimentologici sui depositi alluvionali grossolani rivelano che (1) i ciottoli a forma genericamente discoide si dispongono embriciati in modo che il flusso della corrente non li ribalti, né li faccia rotolare; (2) la superficie media di embriciamento è inclinata controcorrente al massimo di 36° rispetto all'orizzontale.  
Questa è la disposizione preferenziale e sistematica dei ciottoli negli strati orizzontali dei depositi alluvionali, strati marcati dal variabile alternarsi di livelli di sabbie, ciottolami e limi.  
Supponiamo che in uno di questi depositi la stratificazione abbia giacitura 270 - 60 rovesciata, che il rovesciamento sia dovuto ad una piega con asse orizzontale in direzione 180, e che la superficie media di embriciamento sia 245 - 87.  
Qual'era la direzione iniziale della corrente e verso quale punto cardinale fluiva? (272, ovest)
- 4.5 Data una linea con giacitura 38 - 58, ricostruire la proiezione del luogo geometrico delle linee che sottendono con essa un angolo di 40°.

## 5. ANALISI DI STRUTTURE A PIEGHE PER MEZZO DI DIAGRAMMI

Se le pieghe di un certo assetto tettonico sono troppo grandi (dimensioni ettometriche e oltre), oppure se sono male affioranti, può essere molto difficile analizzare direttamente l'orientazione, lo stile, ecc. delle pieghe medesime. In questi casi, più numerosi di quanto si pensi, i diagrammi delle misure omogenee (cioè misure di uno stesso elemento strutturale: stratificazione, scistosità  $S_1$ , ecc.), prese in numero sufficiente anche se in affioramenti isolati, permettono di ricostruire le caratteristiche geometriche delle pieghe.

A parte le valutazioni che riguardano lo stile di una piega, quest'ultima è univocamente definita nello spazio quando si conoscano le giaciture di asse e piano assiale. Questi due elementi sono ricostruibili abbastanza facilmente attraverso le proiezioni stereografiche, per mezzo di due tipi di diagrammi: il **diagramma "beta" ( $\beta$ )** e il **diagramma "pi greco" ( $\pi$ )**.

### 5.1 IL DIAGRAMMA $\beta$

Un metodo semplice per ottenere la giacitura dell'asse di una piega cilindrica è la costruzione del **diagramma  $\beta$** :

- due piani tangenti (lungo due diverse linee) ad una superficie piegata si incontrano lungo una linea parallela all'asse della piega stessa;
- questa linea è detta **asse  $\beta$**  e in diagramma corrisponde al punto d'intersezione delle tracce ciclografiche delle due superfici misurate in campagna;
- nel Cap. 3 abbiamo già visto questa tecnica a proposito dell'uso della lineazione d'intersezione di due piani, ma nel diagramma  $\beta$  si utilizzano più giaciture della stessa superficie piegata.

In Fig. 28 è illustrato il caso di quattro superfici di stratificazione misurate in altrettanti affioramenti:

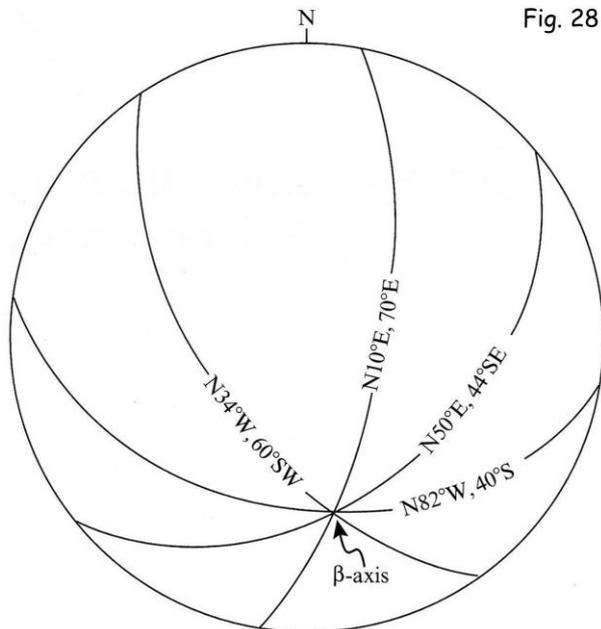
- 1888 - 40, 100 - 70, 146 - 60, 50 - 44;
- le corrispondenti ciclografiche si incontrano esattamente in un punto, il che significa che la piega è perfettamente cilindrica;
- questo punto è l'**asse  $\beta$**  e ci indica la giacitura dell'asse della piega: 173 - 39.

Le pieghe perfettamente cilindriche per tutta la loro lunghezza sono praticamente inesistenti; si può avere un cilindrisimo accettabile solo per brevi tratti lungo lo sviluppo longitudinale di una piega, ma nel complesso le pieghe naturali sono per buona parte non cilindriche.

Ne consegue che nel diagramma  $\beta$  di una certa superficie piegata le tracce ciclografiche delle misure si incontrano non in una sola posizione, ma in più punti d'intersezione. In questi casi l'asse  $\beta$  medio della piega si ottiene facendo le medie delle direzioni di immersione e delle inclinazioni delle linee d'intersezione, ma non di tutte: si usano solo quelle che risultano concentrate in una certa zona del diagramma, escludendo le intersezioni che sono troppo distanti e isolate.

L'esempio seguente aiuta a capire:

- in diverse posizioni di una zona a pieghe sono state misurate le seguenti giaciture della stratificazione,
- 247 - 65, 101 - 42, 134 - 47, 226 - 45, 248 - 8;
- attraverso il diagramma  $\beta$  trovare la giacitura dell'asse medio delle pieghe della regione, tenendo conto che le dieci intersezioni tra le cinque tracce ciclografiche sono tutte non coincidenti.



## 5.2 IL DIAGRAMMA $\pi$

Al posto delle ciclografiche si possono proiettare i poli delle giaciture di una superficie piegata, misurate in affioramenti sparsi. Si ottiene così il **diagramma  $\pi$**  che è da preferire rispetto al precedente per comodità di disegno, chiarezza del diagramma e soprattutto quando si debbano proiettare molte misure:

- se il piegamento è cilindrico, i poli si dispongono tutti lungo un grande cerchio che prende il nome di **cerchio  $\pi$** ;
- questo cerchio è una traccia ciclografica e come tale ammette un proprio polo che viene detto **asse  $\pi$** ;
- come già visto per l'asse  $\beta$ , anche l'asse  $\pi$  dà la giacitura dell'asse della piega.

In Fig. 29 le quattro tracce ciclografiche di Fig. 28 sono sostituite dai rispettivi poli e, siccome la piega è cilindrica, questi poli risultano disposti lungo una precisa traccia ciclografica detta **cerchio  $\pi$** . Il suo polo è detto **asse  $\pi$** , rappresenta l'asse della piega e coincide con l'asse  $\beta$  ricavato in precedenza.

A ben vedere, il cerchio  $\pi$  è la traccia ciclografica di un piano ortogonale all'asse della piega e ogni misura della superficie piegata risulta proiettata su di esso: di conseguenza, può essere considerato come il luogo geometrico delle giaciture della superficie piegata e, in pratica, rappresenta una sezione geologica particolare della piega, detta **profilo**, in cui la struttura è riprodotta secondo la sua vera immagine (vedi più avanti).

Come abbiamo già detto, nelle pieghe reali il cilindricismo è un'eccezione, per cui è molto raro che in proiezione i poli delle misure della superficie piegata cadano su una sola precisa traccia ciclografica, anzi di solito essi risultano più o meno dispersi:

- in questo caso il cerchio  $\pi$  si individua ruotando la proiezione sulla rete di Schmidt finché si riesce ad individuare un grande cerchio che rappresenti la migliore media (= *best fit*) della dispersione dei poli;
- si disegna sul lucido questo cerchio  $\pi$  e il suo polo è l'asse della piega data.

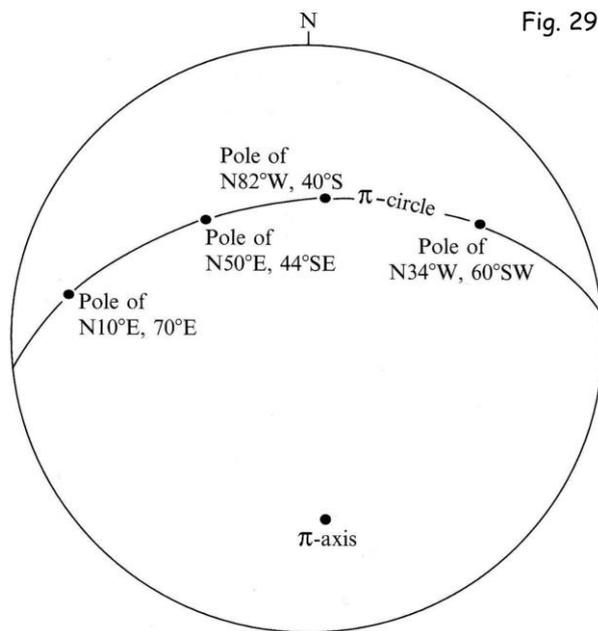
Mentre per il diagramma  $\beta$  sono sufficienti anche solo pochi dati per ottenere il risultato, il diagramma  $\pi$  permette un'analisi attendibile solo se si ha almeno qualche decina di misure:

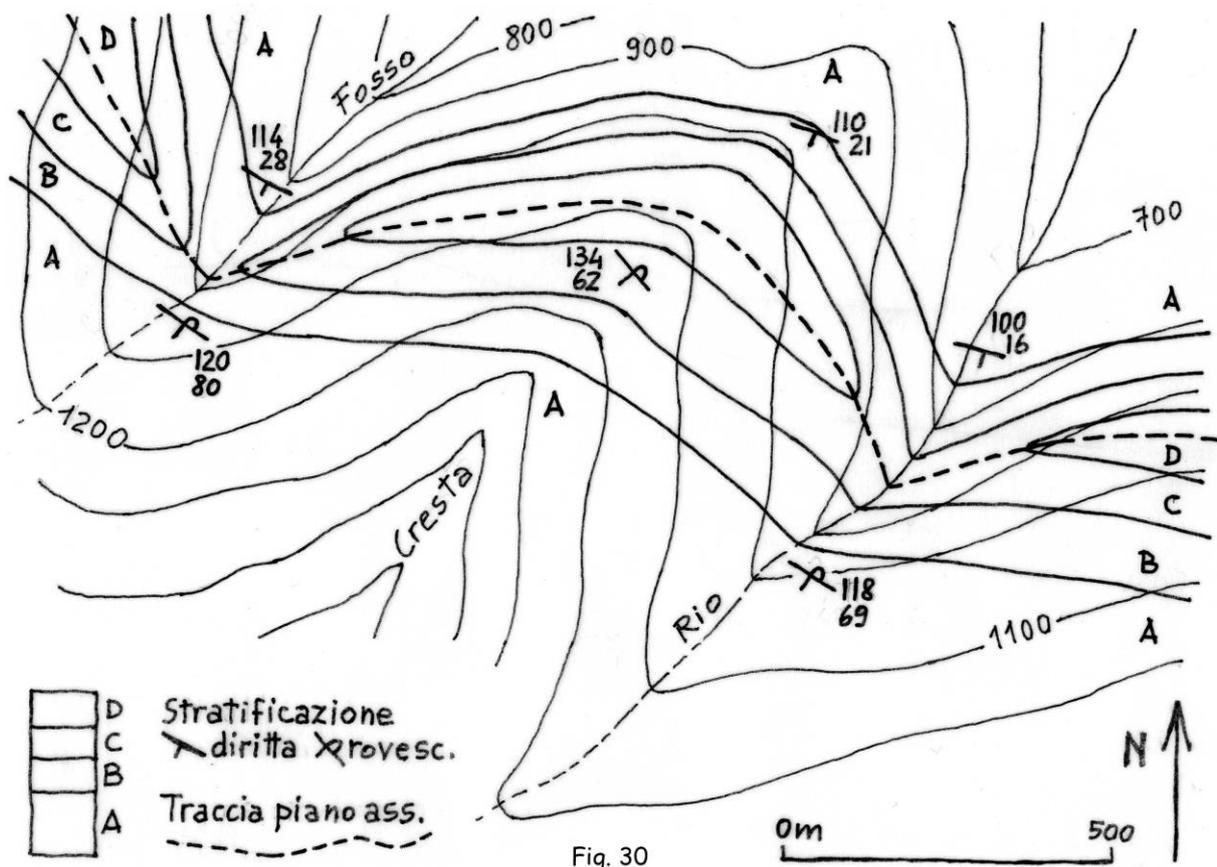
- di solito il diagramma  $\beta$  si usa per una sola piega di taglia metrica-decаметrica, della quale non sia visibile in affioramento la cerniera;
- invece il diagramma  $\pi$  è necessario se si stanno rilevando più pieghe di taglia decаметrica-ettometrica o maggiore, con raccolta di misure in posizioni qualunque delle strutture e in affioramenti lontani fino a centinaia di metri l'uno dall'altro;
- naturalmente in questo secondo caso si deve essere certi di utilizzare dati giacitureali che si riferiscono a pieghe del medesimo evento deformativo, e le cui parti non siano state separate da faglie, che potrebbero aver causato rotazioni di qualche tipo dei blocchi di faglia.

## 5.3 PIANO ASSIALE E PROFILO DI UNA PIEGA

Sappiamo che il piano assiale di una piega è la superficie teorica che passa per le linee di cerniera di un *multilayer* piegato. Se applichiamo questo concetto ad una piega reale, rilevata e stampata in carta geologica, è possibile disegnare in carta la traccia del suo piano assiale, com'è illustrato in Fig. 30:

- vi compare la carta geologica di una struttura piegata affiorante lungo il versante nord-orientale di una montagna solcata da due corsi d'acqua minori, Fosso e Rio, in discesa da SO verso NE e separati dalla dorsale Cresta;





- la successione litostratigrafica in legenda dice che la formazione A è la più vecchia e D è la più giovane, e supponiamo che le formazioni siano in reciproci rapporti stratigrafici;
- la disposizione in carta delle quattro formazioni dimostra che esse sono coinvolte in una piega, in particolare una sinclinale dal momento che il nucleo è occupato dalla formazione più giovane;
- si nota anche che la sinclinale è rovesciata, come dimostrano le tre giaciture rovesciate e le tre diritte in posizione topografica rispettivamente superiore e inferiore rispetto al nucleo, e che i fianchi della struttura immergono verso SO;
- lungo i contatti tra le formazioni si riconoscono alcuni punti di cerniera, precisamente lungo i contatti B-C e C-D nei due versanti del Fosso, e lungo il contatto C-D nei due versanti del Rio;
- in tutto sono sei punti che guidano il disegno della traccia del piano assiale della sinclinale, cioè della linea d'intersezione fra il piano assiale stesso e la morfologia;
- dall'andamento di questa linea rispetto alle isoipse è possibile affermare che il piano assiale in questione ha una giacitura a reggipoggio, ma qual è la sua esatta giacitura?

La proiezione stereografica permette di ottenere questo importante risultato:

- per definizione, un piano assiale passa per le linee di cerniera del *multilayer* piegato, e quindi le contiene;
- siccome la linea di cerniera è anche asse della piega, possiamo ricavare la giacitura di questo attraverso il diagramma  $\beta$  delle giaciture di stratificazione riportate in carta;
- incrociando in diagramma ogni misura diritta con le tre rovesciate otteniamo 9 linee d'intersezione che danno un asse  $\beta$  medio con giacitura 126 - 6.

Per avere la giacitura del piano assiale, oltre all'asse della piega abbiamo bisogno di un'altra linea che appartenga certamente al piano assiale stesso:

- come per tutte le altre superfici geologiche, anche la traccia del piano assiale intercetta stesse isoipse in zone diverse, ad esempio la isoipsa 1000 nei due versanti del Fosso, ancora la 1000 nei versanti della Cresta, infine la 900 nei versanti del Rio;
- le linee che uniscono le tre coppie di punti suddette danno una linea media orientata 92 e orizzontale, che rappresenta la direzione del piano assiale;

- ora riportiamo questa linea nel diagramma  $\beta$ , essa viene rappresentata da due punti sulla primitiva opposti rispetto al centro;
- poi disegniamo la traccia ciclografica passante per questi due punti e per l'asse della piega trovato in precedenza;
- la traccia ciclografica è la proiezione del piano assiale e da essa deriviamo la giacitura ricercata, 182 - 10.

Il limite di questo metodo sta nel fatto che spesso non è facile disegnare in carta geologica la traccia del piano assiale di una piega; in questi casi è inevitabile ricorrere alla costruzione del **profilo della piega**.

Come già accennato, il profilo di una piega è una sezione geologica particolare realizzata su una superficie ortogonale all'asse della struttura e, di conseguenza, anche al suo piano assiale: a questo proposito si tenga conto che quando si disegna una piega la si rappresenta sempre in profilo.

Per fare un profilo corretto è quindi indispensabile conoscere la giacitura dell'asse medio della piega, ricavandola direttamente dalla carta oppure con uno dei metodi già visti. Poi si opera in questo modo:

- la Fig. 31A è una carta geologica di una semplice piega asimmetrica a Z, rappresentata tramite le cosiddette linee di forma o contour lines (ad es. di contatti tra formazioni), con asse medio inclinato di  $40^\circ$  verso NO;

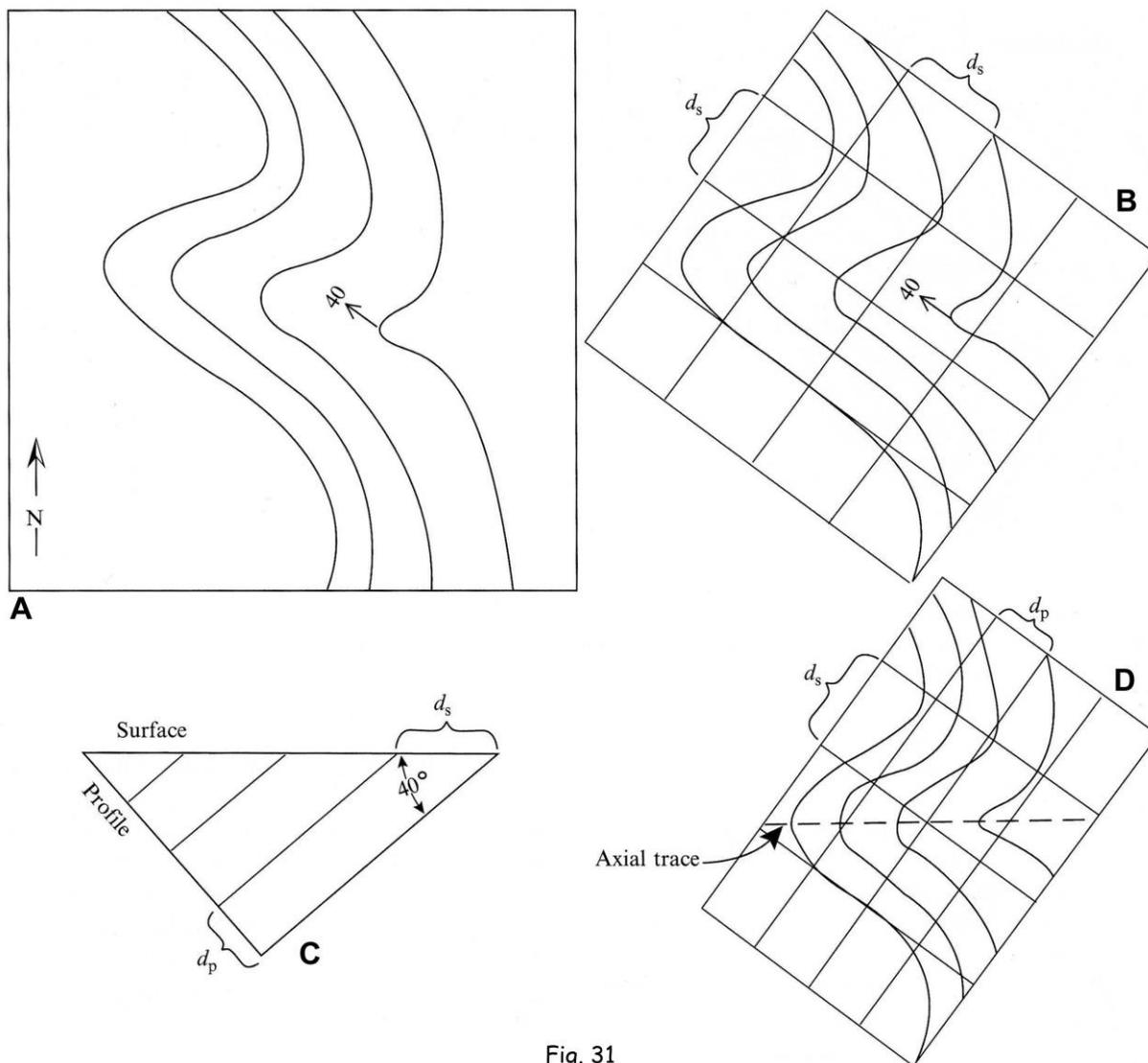


Fig. 31

- disegnare sulla carta geologica della struttura piegata una rete a maglie quadrate di lato lungo a piacere ( $d_s$  in Fig. 31B) e con le linee parallele e ortogonali alla direzione dell'asse medio della piega;
- in Fig. 31C è illustrato uno spaccato verticale della figura precedente coincidente con una delle linee parallele all'asse della piega;

- esso ha forma di triangolo rettangolo e lungo l'ipotenusa (coincidente con la *surface* topografica) i segmenti della rete a maglie mantengono inalterata la propria lunghezza  $d_s$ ;
- invece lungo il cateto di sinistra (coincidente con il *profile*) gli stessi segmenti sono riprodotti con lunghezza inferiore  $d_p$ . Essi conserverebbero la stessa lunghezza solo se l'asse della piega fosse verticale, ma in questo caso il profilo della struttura coinciderebbe ..... con la carta geologica stessa;
- la lunghezza  $d_p$  di questi segmenti sul *profile* è data da  $d_s$  per in seno dell'angolo d'inclinazione dell'asse;
- in questo modo la rete a maglia quadrata in carta viene proiettata sul profilo diventando una rete a maglia rettangolare, come il Fig. 31D;
- si proiettano anche sia i punti d'intersezione in carta tra le maglie quadrate e i contatti piegati, sia le eventuali misure (ovviamente con la loro inclinazione apparente), e poi si procede a riprodurre in profilo i lineamenti della struttura piegata;
- la traccia del piano assiale è adesso facilmente disegnabile unendo con una linea (in questo caso retta, ma non sempre è così) i punti di cerniera lungo i vari limiti litologici piegati;
- ora è possibile trasferire questa traccia sulla carta geologica di Fig. 31A e risalire alla giacitura del piano assiale attraverso il metodo sopra descritto.

Si deve far attenzione che il lato delle maglie quadrate in carta sia piccolo abbastanza da consentire un numero sufficiente di intersezioni con i contatti tra le formazioni, così da riprodurre in modo il più fedele possibile i tratti geometrici della piega. Ad esempio, se i fianchi della piega hanno lunghezze in carta tra 5 e 10 cm, con lati dei quadrati maggiori di 10 cm si perdono troppi particolari fondamentali, con lati di 1-2 cm si rischia un dettaglio inutile. In questo caso un lato di 4-6 cm può essere ideale.

#### Esercizi

- 5.1 L'orientazione di una piega è rappresentata in maniera semplice e chiara da un diagramma di Schmidt (equivalente) in cui siano stati proiettati il piano assiale (come traccia ciclografica) e l'asse della piega stessa. In Fig. 32 sono illustrati sei esempi di pieghe: provate ad immaginare mentalmente queste pieghe e indicate le giaciture generiche di piano assiale e asse di ognuna di esse sotto ciascun diagramma. Quali caratteristiche delle varie pieghe non sono deducibili da questi diagrammi?

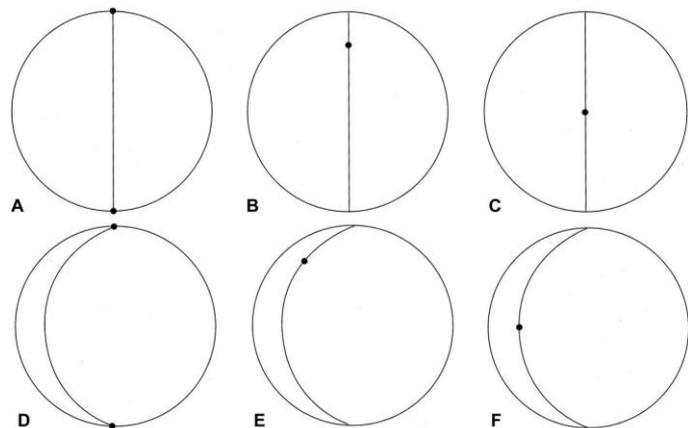
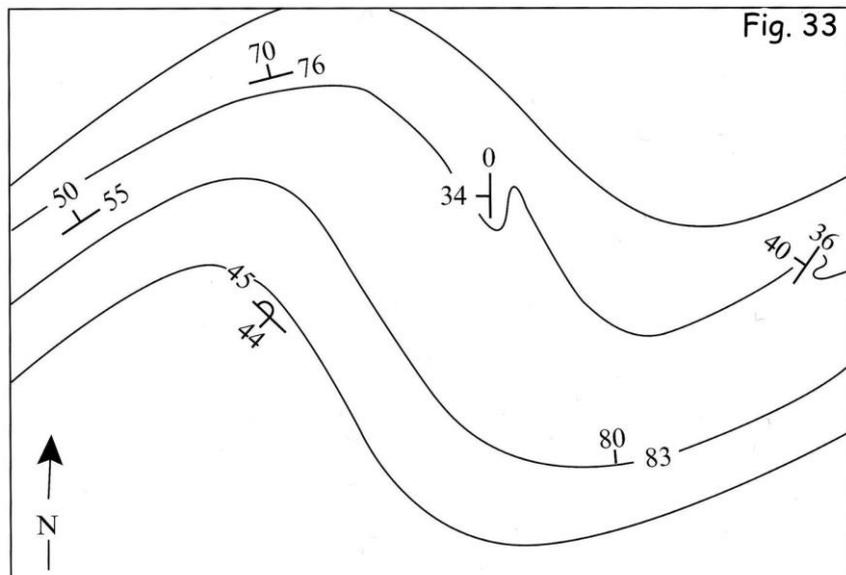


Fig. 32

- 5.2 In riferimento alla Fig. 33:
- costruire su lucidi separati i diagrammi  $\beta$  e  $\pi$  della struttura a pieghe e determinare la giacitura dell'asse medio;
  - costruire il profilo della struttura piegata con la tecnica illustrata in precedenza;
  - disegnare sul profilo la traccia del piano assiale e ricavarne la giacitura;
  - ricavare il diagramma semplice della struttura, analogo a quelli di Fig. 32.

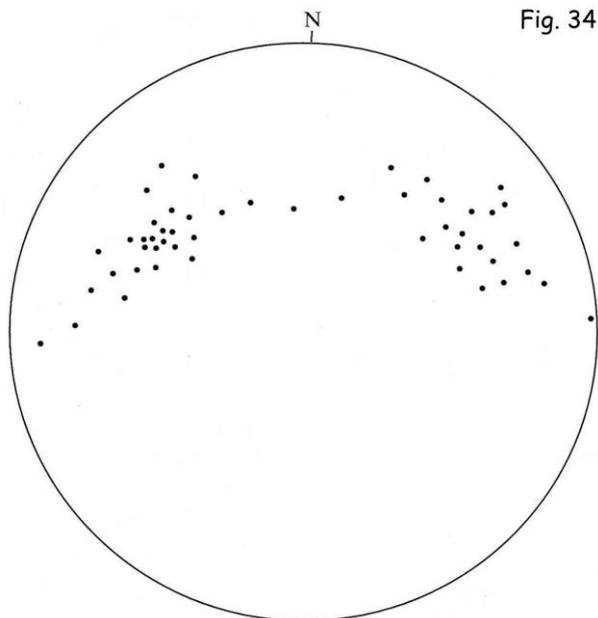


## 6. DIAGRAMMI STATISTICI E LORO USO

Poiché nella stragrande maggioranza dei casi le pieghe reali non sono cilindriche, nei diagrammi  $\beta$  o  $\pi$  le tracce ciclografiche o i poli delle superfici deformate possono essere tanto dispersi da impedire di identificare assi e cerchi  $\beta$  o  $\pi$  in modo attendibile.

In questi casi (che sono **molto** più frequenti di quanto si creda), se è stato raccolto un sufficiente numero di misure delle superfici piegate (non meno di 35-40, ma è meglio oltre 50), è possibile risalire alla giacitura dell'asse della piega per via statistica, attraverso il **diagramma di densità**, detto anche **diagramma  $\pi$  statistico** o semplicemente **diagramma statistico**.

In Fig. 34 compare il diagramma con i poli di **50 misure** di stratificazione, che viene denominato **diagramma a punti**. Per un geologo con una sufficiente pratica è possibile individuare già in questa configurazione un cerchio  $\pi$  che passi per le maggiori concentrazioni dei punti seguendo e mediando la loro distribuzione preferenziale; tuttavia costruire il diagramma di densità consente una maggior precisione e fornisce elementi descrittivi altrimenti poco o per niente deducibili.

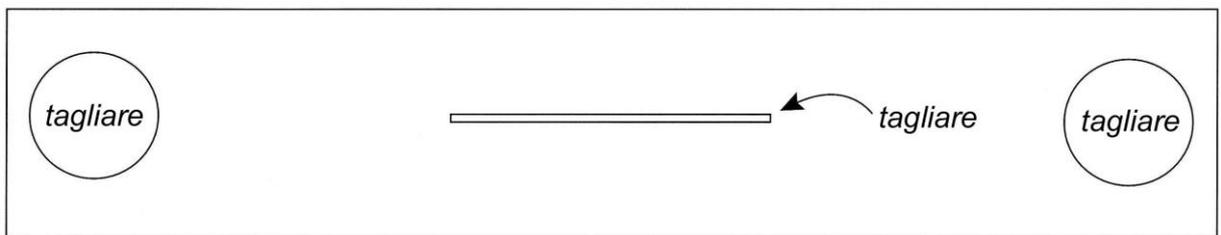
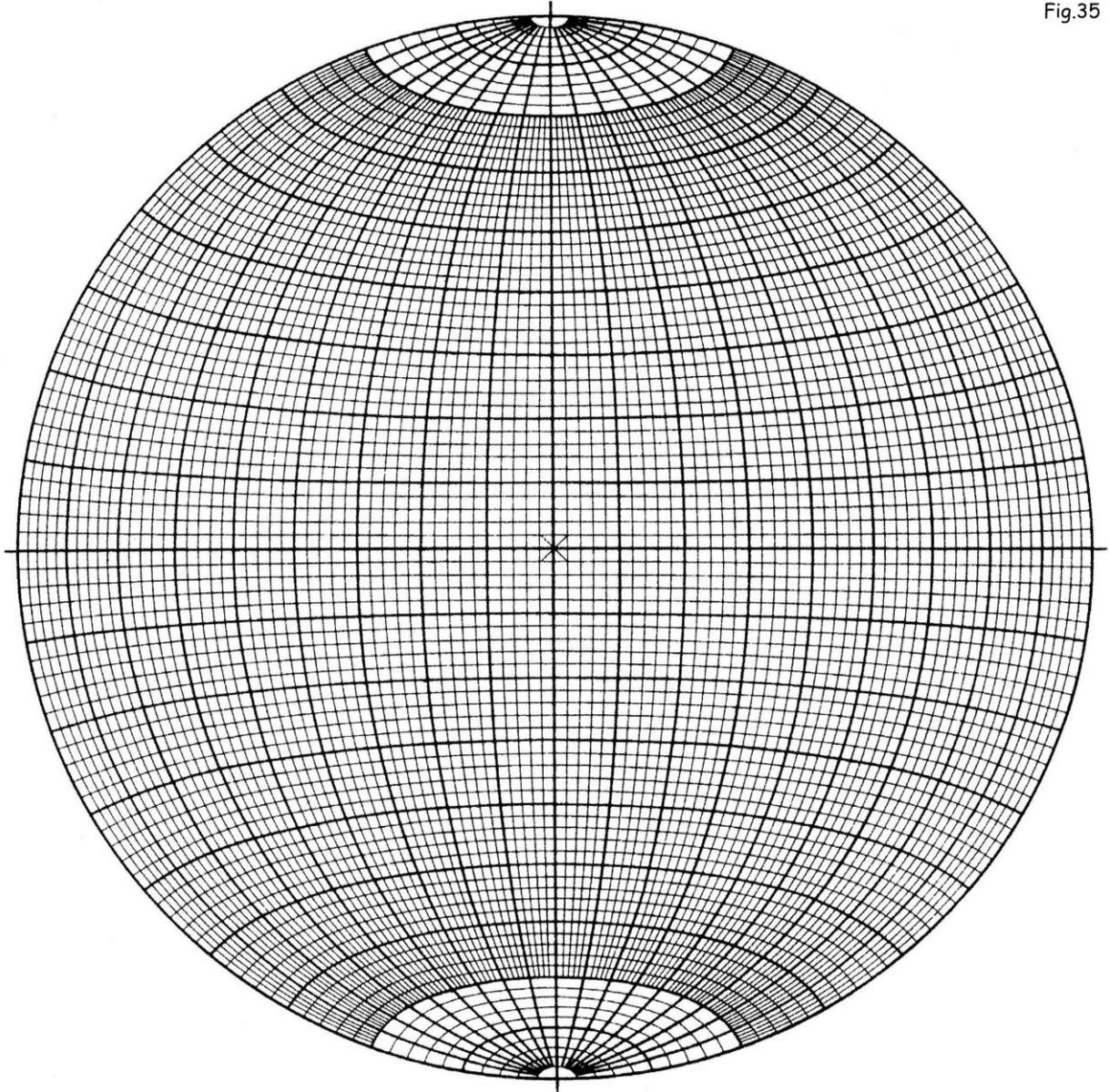


Le operazioni da fare sono le seguenti:

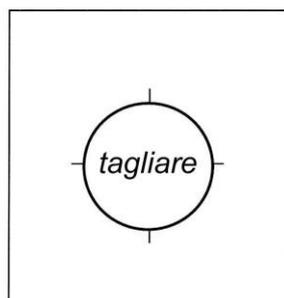
- fissare la rete di Schmidt di Fig. 35 su un supporto rigido inserire (dal retro) una puntina al centro;
- proiettare i poli su un lucido dopo averlo sovrapposto sulla rete di Schmidt. Così si ottiene il **diagramma a punti**;
- tagliare il **contatore centrale** (*center counter*) e il **contatore periferico** (*peripheral counter*) di Fig. 36, applicarli su un supporto rigido e incidere in ciascuno di essi i fori circolari. Questi fori hanno area pari all'1% dell'area totale del diagramma;
- nel contatore periferico incidere anche la fenditura centrale che, inserita sulla punta centrale del diagramma, servirà da guida per i movimenti del contatore stesso;
- fissare il **reticolo a maglie quadrate** di Fig. 37 su un supporto rigido. Il lato delle maglie è uguale al raggio dei fori circolari dei contatori, quindi gli incroci del reticolo materializzano i centri delle aree pari all'1% del diagramma. Chiameremo questi punti come **centri centesimali**;
- fissare il diagramma a punti sul reticolo a maglie quadrate, facendo coincidere i due centri e i rispettivi "diametri" centrali;
- sovrapporre e fissare sul diagramma a punti un nuovo foglio lucido, sul quale faremo le prossime operazioni;
- adesso possiamo iniziare a fare il conteggio. Lo si fa collocando il contatore centrale sul nuovo lucido ma centrandolo su uno dei sottostanti centri centesimali (Fig. 38A);
- attenzione: bisogna evitare di piazzare il contatore su centri troppo vicini al cerchio primitivo, perché il foro circolare del contatore esce dal limite del diagramma per una certa parte. Per questi centri si deve usare il contatore periferico (vedi più avanti);
- con il contatore centrale in questa posizione si contano i poli che cadono nel foro circolare, compresi quelli che si vedono sul perimetro del foro, e il numero si scrive sul lucido di fianco al punto di centro;
- la stessa cosa viene fatta centrando il contatore su tutti i centri centesimali, ovviamente solo su quelli nei quali compaiono dei poli;
- per i centri centesimali più vicini alla periferica si usa il contatore periferico (Fig. 38B);
- inserita la fessura sul perno centrale del diagramma, si centra uno dei due fori circolari su un centro centesimale prossimo al cerchio primitivo e si vede che parte del foro esce dal diagramma;
- la parte esterna compare in posizione diametralmente opposta ed è materializzata dalla parte dell'altro foro circolare intercettata dal diagramma;

- nel punto centrale del foro centrato va scritto il numero di poli presenti nelle due frazioni dei fori circolari opposti, compresi i poli che si vedono lungo i loro perimetri;
- si tenga conto che in questi conteggi un polo può essere contato fino a quattro volte, una procedura del tutto regolare perché prevista nell'impostazione statistica del metodo.

Fig.35



peripheral counter



center counter

Fig. 36

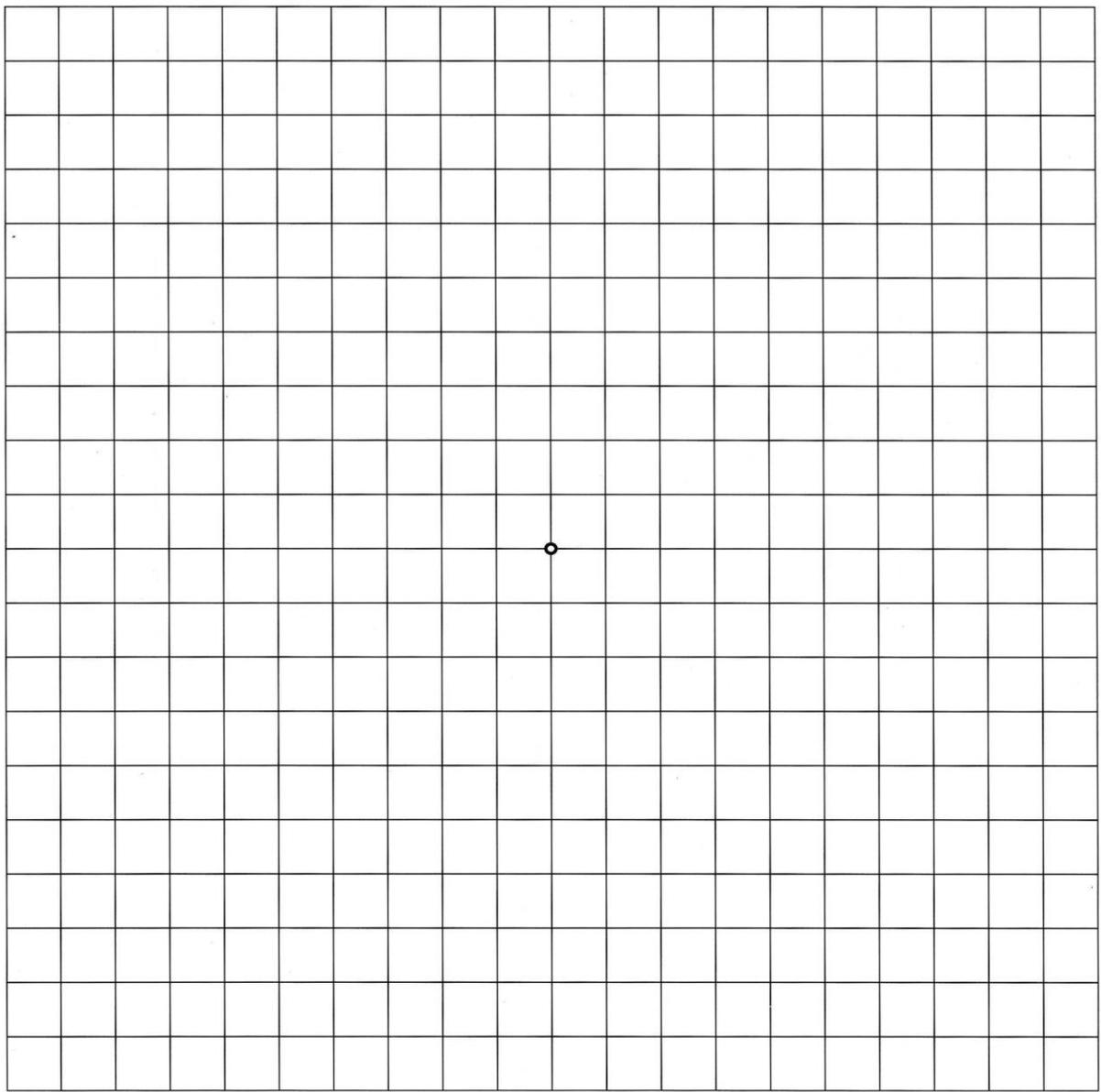
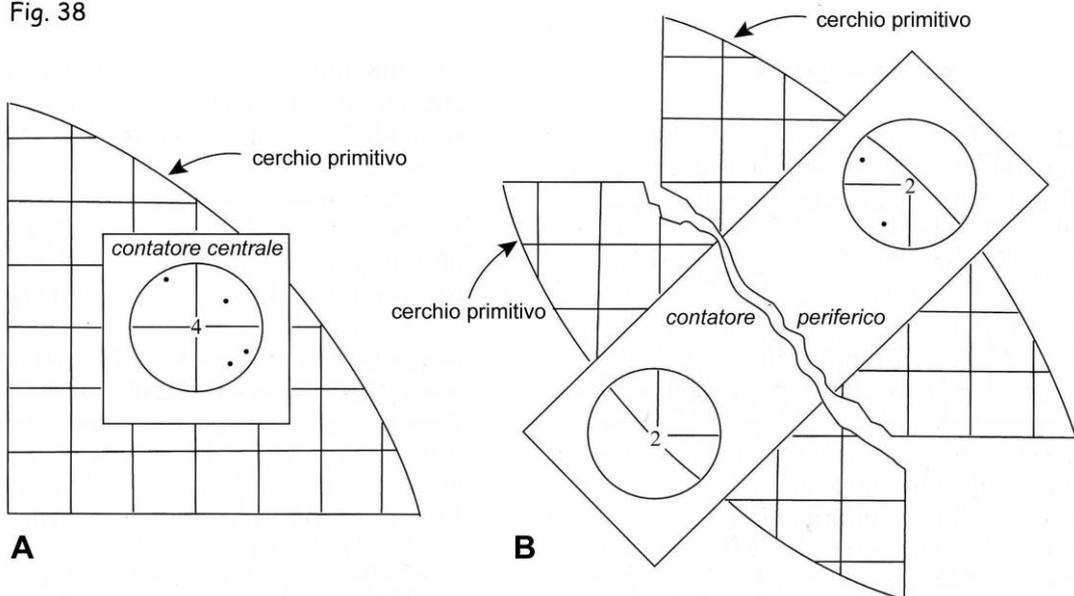


Fig. 37

Fig. 38



Alla fine dell'operazione abbiamo sull'ultimo lucido la distribuzione delle concentrazioni dei poli valutate per aree adiacenti pari all'1% del diagramma iniziale, e in Fig. 39 compare questo risultato relativamente al diagramma a punti di Fig. 34.

Le prossime mosse sono le seguenti:

- bisogna stabilire alcune classi percentuali, di diversi valori, per delineare l'andamento della distribuzione dei poli;
- in Fig. 40A sono stati scelti limiti percentuali corrispondenti a 12%, 10%, 8%, 6%, 4% e 2% dei 50 dati iniziali, così si delimitano aree del diagramma con concentrazioni di 6, 5, 4, 3, 2 e 1 poli per 1% di area;
- come si vede, si ottiene un disegno della distribuzione percentuale con troppe linee ed eliminarne qualcuna rende il tutto più chiaro e leggibile;
- in Fig. 40B sono state eliminate le classi percentuali 10% e 6%, rispettivamente corrispondenti a 5 e 3 poli per 1% di area;
- in questo modo le classi scelte sono 12%, 8%, 4% e 2%, e le rispettive aree sono evidenziate con grigi da più scuri a più chiari;
- le aree con le concentrazioni più alte sono dette massimi  $\pi$ . Nel diagramma di Fig. 40B ce ne sono due, uno assoluto e uno relativo;
- ponendo questo lucido sulla rete di Schmidt, lo si ruota finché i due massimi non vengano a trovarsi su un grande cerchio: esso rappresenta il cerchio  $\pi$  e a 90° si può disegnare il corrispondente asse  $\pi$  (Fig. 40C) che rappresenta l'asse statisticamente più probabile della distribuzione in diagramma delle giaciture prese in campagna.

L'asse così ottenuto ha validità analoga a quella degli assi eventualmente misurati in affioramento e, come tale, può essere riportato in carta geologica. Si noti che la Fig. 40C riporta correttamente l'indicazione sia del numero totale dei dati iniziali ( $n = 50$ ), sia delle percentuali corrispondenti al limite ( $ci = \text{contour interval}$ ) di ogni classe percentuale.

Nella stessa figura è anche disegnata la traccia ciclografica che rappresenta il piano assiale della piega. Questa traccia ciclografica segue il grande cerchio passante per due punti notevoli:

- il punto  $\pi$ , cioè l'asse della piega, che è sempre contenuto nel piano assiale di questa;
- il punto di mezzo lungo l'arco del cerchio  $\pi$  corrispondente all'angolo acuto tra i due massimi, che rappresentano i fianchi della struttura.

**Attenzione:** il disegno del piano assiale è presentato solo per far vedere come questo elemento geometrico di una piega possa essere ottenuto da una proiezione di poli

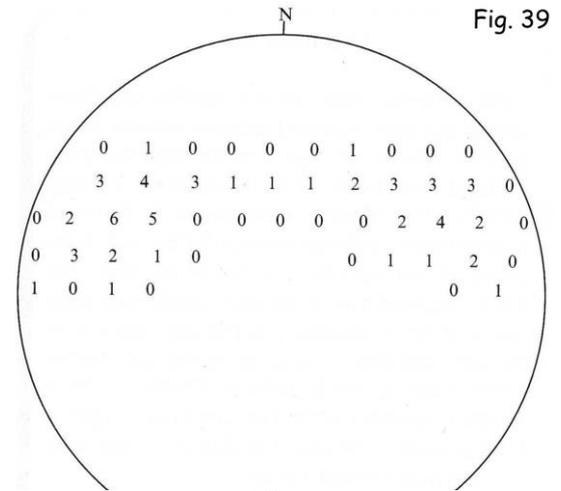


Fig. 39

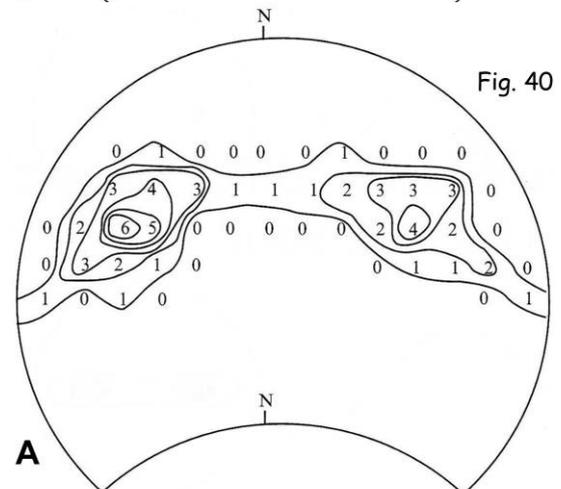
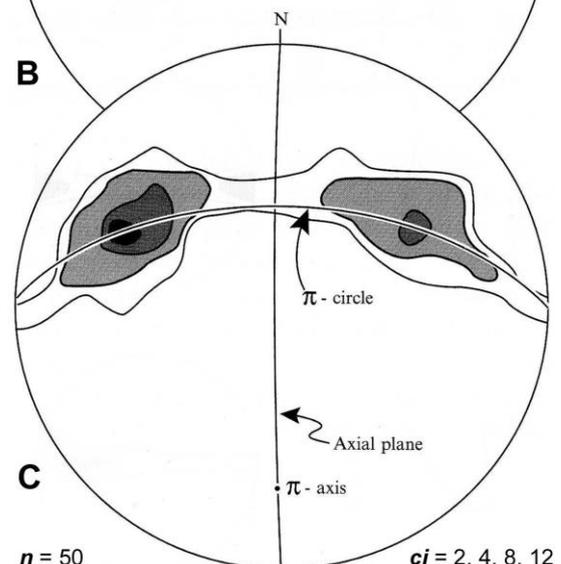
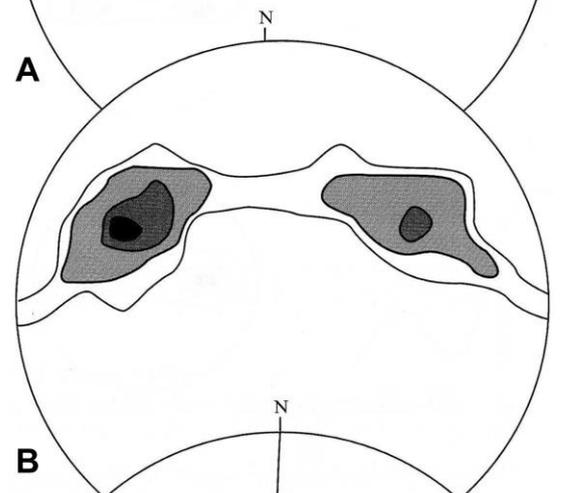


Fig. 40



$n = 50$

$ci = 2, 4, 8, 12$

trattata statisticamente; in realtà nel diagramma statistico di Fig. 40C possono essere osservati dei particolari resi ben visibili proprio dalla manipolazione statistica che abbiamo eseguito.

Ad esempio, si nota che i due massimi non sono uguali, di conseguenza (1) i due fianchi della piega hanno lunghezze diverse, cioè la piega è asimmetrica verso Ovest; (2) per questo motivo, il piano assiale potrebbe non passare per il punto al centro dell'angolo acuto tra i due massimi.

Inoltre i due fianchi vengono considerati entrambi in posizione stratigrafica diritta, quindi la piega in questione può essere sia anticlinale, sia sinclinale ..... ma se uno di loro due è rovesciato? In questo caso è chiaro che la piega (anticlinale o sinclinale che sia) è per lo meno rovesciata e la traccia ciclografica del suo piano assiale non può essere quella disegnata .....

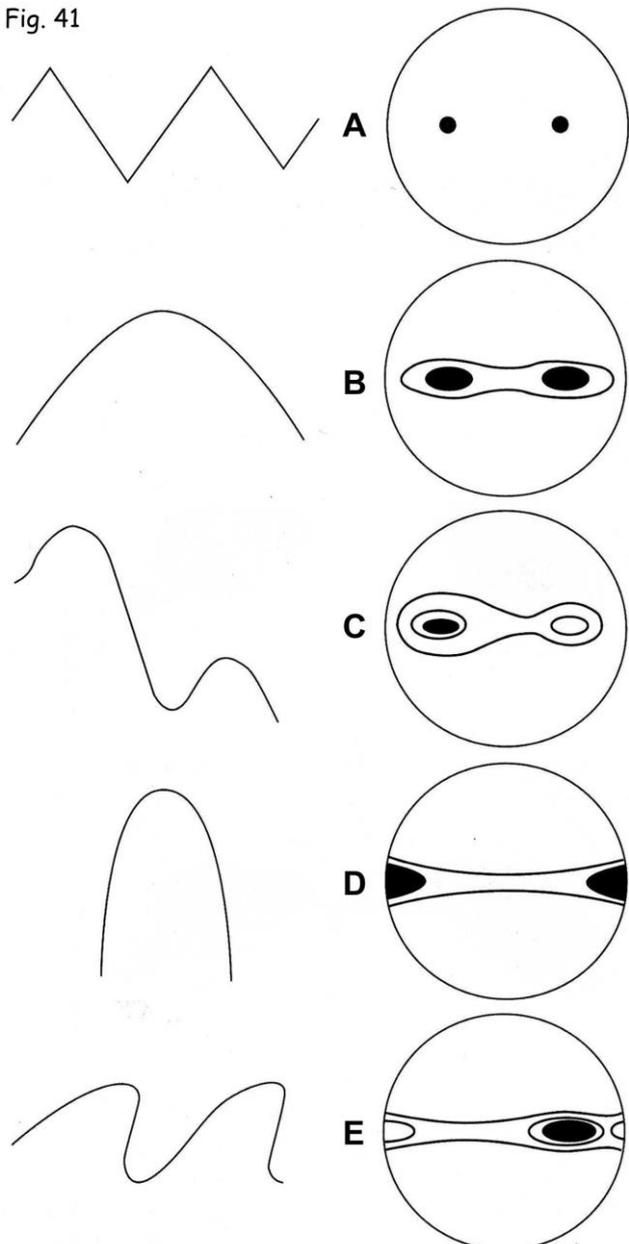
Appare evidente che i casi possibili, deducibili dalla semplice analisi del diagramma statistico, sono più di uno, e su questi aspetti torneremo tra poco.

## 6.1 DETERMINAZIONE DI STILE ED APERTURA DI PIEGHE PER MEZZO DI DIAGRAMMI STATISTICI

Il diagramma statistico permette di stabilire non solo l'asse  $\pi$  di una struttura piegata, ma anche il suo stile e l'angolo di apertura tra i suoi fianchi.

Lo stile è qualitativamente indicato dalla forma dei limiti delle classi percentuali e dal loro andamento in diagramma; ad esempio, l'angolo di apertura lo si valuta con buona approssimazione contando i gradi che separano i due massimi (assoluto e relativo) lungo il cerchio  $\pi$  individuato. La Fig. 41 illustra alcuni semplici casi di diagrammi statistici e i profili delle relative pieghe.

Fig. 41



In Fig. 41A il diagramma mostra due concentrazioni molto marcate e disposte simmetricamente rispetto al centro:

- le due concentrazioni e l'inesistenza di classi percentuali intermedie che colleghino i due massimi dicono che in campagna sono state raccolte solo misure nelle zone dei fianchi delle pieghe, nessuna misura in zone di cerniera;
- questo è possibile solo se i fianchi delle pieghe formano affioramenti molto estesi e, di contro, le cerniere sono estremamente limitate;
- una geometria che permetta questa circostanza è quella delle pieghe a *kink* (*kink = chevron = gallone*, il "baffo" dei gradi di caporale) aventi fianchi planari o quasi e molto più ampi delle zone di cerniera, che sono caratterizzate da raggi di curvatura molto piccoli e quindi risultano acute e molto poco estese in affioramento;
- l'angolo tra i fianchi è intorno a  $80^\circ$ ;
- i due massimi sono dello stesso peso percentuale e questo ci dice che i fianchi delle pieghe affiorano per estensioni comparabili, permettendo di raccogliere in entrambi all'incirca lo stesso numero di giaciture;
- questo indica che in profilo i fianchi hanno

- uguale lunghezza, quindi le pieghe a *kink* sono simmetriche;
- i due massimi si trovano lungo un grande cerchio rettilineo e in posizioni simmetriche rispetto al centro;
- ciò significa che i fianchi delle pieghe immergono uno a W e l'altro a E con identica inclinazione, per cui il piano assiale è verticale e l'asse è orizzontale, entrambi con direzione N-S.

In Fig. 41B il diagramma mostra due massimi meno concentrati rispetto al caso precedente, un po' allungati in senso O-E. Nello stesso senso è ben allungata anche la classe percentuale più "leggera", si noti anche che questa forma una specie di ponte continuo tra i due massimi, lungo il cerchio  $\pi$ :

- la debole eccentricità dei due massimi assoluti indica che la piega ha fianchi debolmente curvilinei;
- il ponte creato dalla classe percentuale inferiore dice che i due fianchi sono collegati da una zona di cerniera a curvatura ben minore di quella del caso precedente, inoltre il ponte passa per il centro, quindi la cerniera contiene giaciture orizzontali della superficie piegata;
- l'apertura tra i fianchi è intorno a 80-90°;
- poiché i due massimi sono ancora dello stesso peso percentuale, la piega è simmetrica;
- poiché i due massimi sono di nuovo lungo un grande cerchio rettilineo e in posizioni simmetriche rispetto al centro, il piano assiale è verticale e l'asse è orizzontale, entrambi ancora con direzione N-S.

Nel diagramma di Fig. 41C c'è un massimo assoluto e uno relativo e i due sono collegati da un ponte a debole concentrazione di dati:

- le giaciture della superficie piegata immergenti verso E sono ben più numerose (quindi percentualmente più pesanti: massimo assoluto) rispetto a quelle immergenti verso O (massimo relativo);
- poiché in campagna le misure sono state raccolte con una frequenza omogenea (ad esempio: una misura ogni 50 m<sup>2</sup>) negli affioramenti dei due fianchi delle pieghe, questa distribuzione dimostra che esistono dei fianchi più lunghi e dei fianchi più corti, cioè tali da formare affioramenti rispettivamente più e meno estesi, una caratteristica tipica delle pieghe asimmetriche;
- l'apertura delle pieghe è intorno a 70-80°;
- poiché la posizione dei due massimi (pur di peso percentuale diverso) è ancora lungo un grande cerchio rettilineo e in posizioni speculari rispetto al centro, l'asse è orizzontale e in direzione N-S, il piano assiale è anch'esso in direzione N-S ma l'inclinazione è molto elevata (>80°) verso Est, anche se potrebbe essere ancora verticale.

In Fig. 41D il diagramma è analogo a quello di Fig. 41B:

- i massimi assoluti sono addossati al cerchio primitivo in posizioni opposte, inoltre sono leggermente eccentrici, e questo indica che i fianchi delle pieghe sono intorno alla verticale ma anche leggermente incurvati;
- poiché la classe più leggera crea di nuovo un ponte attraverso il centro tra i due massimi, la cerniera è curvilinea e passa per giaciture orizzontali della superficie piegata;
- l'angolo tra i fianchi è molto piccolo o prossimo a 0°, quindi la piega ha stile isoclinale-subisoclinale;
- anche in questo caso, gli identici pesi percentuali dei due massimi denunciano la geometria simmetrica della piega, il piano assiale è verticale e l'asse orizzontale (direzioni N-S).

In Fig. 41E il diagramma ha un massimo assoluto e uno relativo:

- il massimo assoluto indica un fianco immergente verso O con inclinazioni medio-alte;
- il massimo relativo corrisponde a giaciture particolari della superficie piegata, quelle verticali e quelle fortemente inclinate sia verso E che verso O;
- questo massimo relativo è molto importante, perché denuncia la presenza di un ribaltamento della superficie piegata, quindi la piega è rovesciata asimmetrica verso E;
- il ponte tra i due massimi dice che i due fianchi sono collegati attraverso anche giaciture orizzontali, per quanto scarse;
- l'apertura tra i fianchi è bassa, intorno a 20°;
- la piega è asimmetrica, il piano assiale immerge a W con inclinazione medio-alta, l'asse è orizzontale ed entrambi sono di nuovo in direzione N-S.

## 6.2 TIPI DI DIAGRAMMI (PER PUNTI O STATISTICI) IN RAPPORTO A GIACITURA DI ASSE E PIANO ASSIALE

E' ormai chiaro che dalla distribuzione in proiezione delle tante misure di una superficie piegata si può risalire ad asse, piano assiale e stile di una piega. Tuttavia l'enorme varietà delle distribuzioni possibili, corrispondenti ad altrettante geometrie e orientazioni delle pieghe reali, rende utile avere a disposizione alcuni tipi di proiezioni con i quali poter confrontare i diagrammi dei casi reali che vogliamo analizzare. Queste proiezioni di confronto sono costruite per pieghe che hanno nello spazio posizioni speciali determinate da giaciture orizzontali e verticali di asse e piano assiale. In più, per i due elementi strutturali aggiungiamo una giacitura mediamente inclinata, come rappresentante di tutte le possibili giaciture comprese tra le prime due.

Queste proiezioni sono illustrate nel grafico di Fig. 42: in ascisse e in ordinate compaiono le tre possibili giaciture (orizzontale, inclinata, verticale) rispettivamente di asse e di piano assiale. Dal combinarsi delle varie giaciture dei due elementi strutturali derivano precise posizioni delle pieghe nello spazio e ad ognuna di esse corrisponde un certo tipo di diagramma. Le proiezioni degli assi e dei piani assiali sono state fatte adottando direzioni diverse da quelle N-S e W-E, in modo da rappresentare casi almeno in parte generici. In ogni diagramma il cerchio  $\pi$  è indicato solo dalla distribuzione dei poli e non da una traccia ciclografica.

Per comodità di immagine, tutte le pieghe sono considerate cilindriche e caratterizzate da curvatura completa ( $180^\circ$ ) e regolare della superficie piegata: ne consegue che in ogni diagramma la distribuzione dei punti non mostra alcun massimo.

Si noti che:

- nel quadro 3 i poli si distribuiscono lungo tutto il cerchio primitivo perché ogni giacitura verticale è ripetuta in due posizioni simmetriche rispetto al centro del diagramma. Anche i poli in prossimità del cerchio primitivo rappresentano superfici verticali, ma sono scostati da esso solo per chiarezza di disegno;
- nel quadro 6 sono riportati due casi tra i quali il 6' è quello più generico di tutti. Esso infatti rappresenta tutte le pieghe con asse e piano assiale comunque inclinati e aventi direzioni tra loro né ortogonali, né parallele;
- i quadri 7, 8 e 9 sono privi di proiezione perché l'asse di una piega appartiene sempre al (cioè: giace sempre sul) piano assiale della piega stessa. Quindi, se il piano assiale è inclinato l'asse non può essere verticale, al massimo può pendere come il piano assiale (vedi caso 6"); e se il piano assiale è orizzontale anche l'asse può essere solo orizzontale (vedi caso 5).

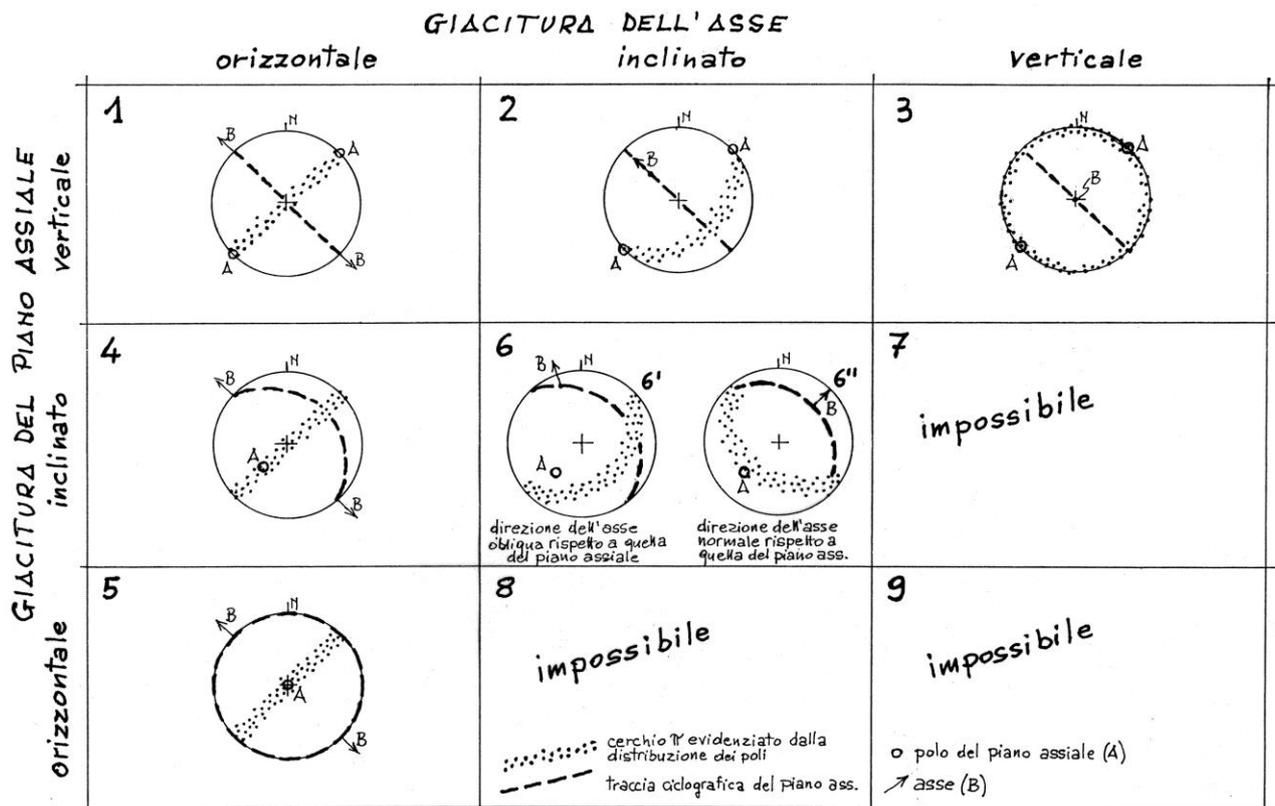


Fig. 42

## 7. ZONE DI TAGLIO FRAGILI: LE FAGLIE

Una **faglia** è il risultato di deformazione di taglio localizzata determinata da campi di stress attivi in crosta superiore, in particolare nei primi 5-10 km del raggio terrestre, cioè là dove le rocce sotto stress hanno prevalente o esclusivo comportamento fragile.

A seconda del loro stato di sviluppo e conservazione, le faglie raccontano molto della propria storia deformativa, e uno degli interessi primari nel loro studio riguarda l'**analisi dello stress**, cioè la diagnosi dell'orientazione degli assi principali del campo di stress che ha determinato deformazione fragile delle rocce più superficiali di una certa regione, con sviluppo di sistemi coerenti di faglie e fratture. A questo scopo disponiamo di due tipi di analisi:

- analisi cinematica, una tecnica grafica che, attraverso l'esame dei movimenti lungo le faglie di una certa regione, permette di individuare le **direzioni di raccorciamento e di estensione** della deformazione finita, cioè delle faglie sotto esame;
- analisi dinamica, ricostruisce orientazione e grandezza del campo di stress generatore di una faglia o un sistema di faglie.

### 7.1 ANALISI CINEMATICA DELLE FAGLIE: IL METODO MARRETT-ALLMENDINGER

I dati necessari all'applicazione del metodo Marrett e Allmendinger (1990) sono:

- la **giacitura della superficie di faglia**, che si misura con la bussola da geologo;
- il **pitch** (detto anche **rake**) **delle strie o degli slickensides**, ovvero della linea sul piano di faglia lungo la quale si è realizzato il movimento relativo dei blocchi. Il **pitch** è l'angolo tra la direzione del piano di faglia e le strie medesime e si misura con il goniometro direttamente sul piano di faglia: in senso orario dalla linea direzione verso le strie se la superficie di faglia è nel muro, in senso antiorario dalla direzione verso le strie se la superficie è nel tetto. In alternativa il **pitch** si ricava anche dalla proiezione stereografica della faglia e della linea predetta (si vedano i problemi discussi a proposito dell'angolo tra due linee nelle proiezioni stereografiche);
- infine il **moto relativo dei due blocchi**: per ottenere quest'ultimo dato il mezzo più comune e comodo è l'osservazione della separazione stratigrafica, rivelata dallo spostamento di *marker* di riferimento (strati, filoni, contatti, ecc.) ad opera della faglia, combinata con le strie che materializzano sul piano di faglia la linea lungo la quale lo spostamento è avvenuto;
- ma quando questi ultimi due elementi sono equivoci o non visibili, una situazione purtroppo più frequente di quanto si pensi, allora si deve ricorrere agli **indicatori cinematici** di una faglia, che sono stati riassunti e illustrati da Petit (1987) in un prezioso lavoro di sintesi (studiare!).

Una volta conosciuti questi dati, possiamo applicare la tecnica grafica Marrett-Allmendinger che è piuttosto semplice e funziona così (Fig. 43):

- supponiamo di aver misurato una faglia in direzione N-S e inclinata di 30° verso E, sulla quale esistono strie disposte secondo la massima inclinazione (quindi il **pitch = rake = 90°**), supponiamo anche che la faglia sia normale;

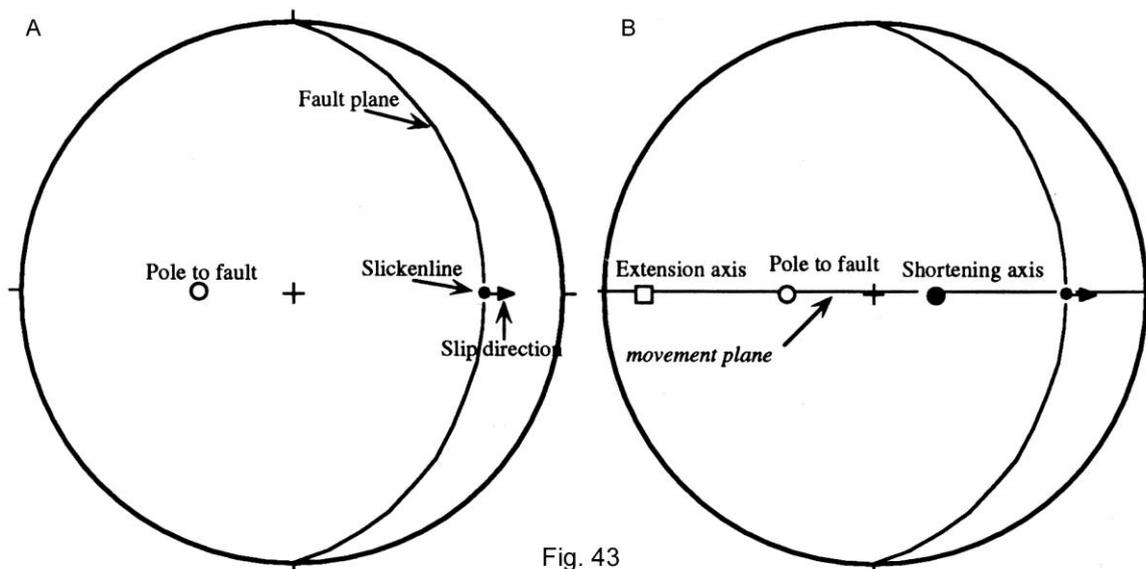


Fig. 43

- disegnare in proiezione equivalente la **traccia ciclografica** e il **polo** della faglia misurata;
- proiettare anche il *pitch* delle **linee dello spostamento (slikenlines)** dedotte dalle strie, che quindi corrispondono ad un punto preciso sulla traccia ciclografica della faglia;
- aggiungere al punto così proiettato una piccola freccia, detta **slip direction = senso di scivolamento**, che indica il movimento del tetto rispetto al muro (Fig. 43A);
- questa freccia è rivolta verso il cerchio primitivo oppure verso il centro della proiezione se la faglia è rispettivamente normale o inversa, quindi in questo caso la *slip direction* è verso l'esterno (in caso di faglia trascorrente, o meglio traspressiva o trastensiva, si veda più avanti);
- il *pitch* e il polo della faglia individuano la traccia ciclografica di un piano importante per l'analisi cinematica, detto **movement (o motion) plane = piano del movimento**;
- su questa traccia ciclografica si trovano i punti corrispondenti agli **assi cinematici fondamentali della faglia**, cioè l'**asse di estensione (extension = E)** e l'**asse di raccorciamento (shortening = P = pressure)**;
- ovviamente, essi sono a 90° l'uno dall'altro e si trovano a 45° sia dal polo della faglia che dalla *slikenline* (Fig. 43B);
- in particolare l'asse di estensione è quello verso il quale è rivolta la freccia della *slip direction*;
- l'asse di raccorciamento si trova invece dalla parte opposta alla freccia della *slip direction*.

A titolo di esempio, la Fig. 44 illustra la proiezione di cinque faglie inverse e dei relativi dati cinematici:

- le faglie hanno direzione media intorno a SSW-NNE e inclinano verso WNW di 20-30°;
- le loro tracce ciclografiche sono accompagnate dalle rispettive *slip direction*;
- gli assi di estensione e raccorciamento risultano poco dispersi e quindi permettono di riconoscere con facilità l'orientamento dei due assi cinematici validi per le cinque faglie;
- se invece la dispersione dei dati è troppo elevata, si ricorre al metodo del *counturing* per trovare l'orientazione statisticamente più corretta dei due assi cinematici.

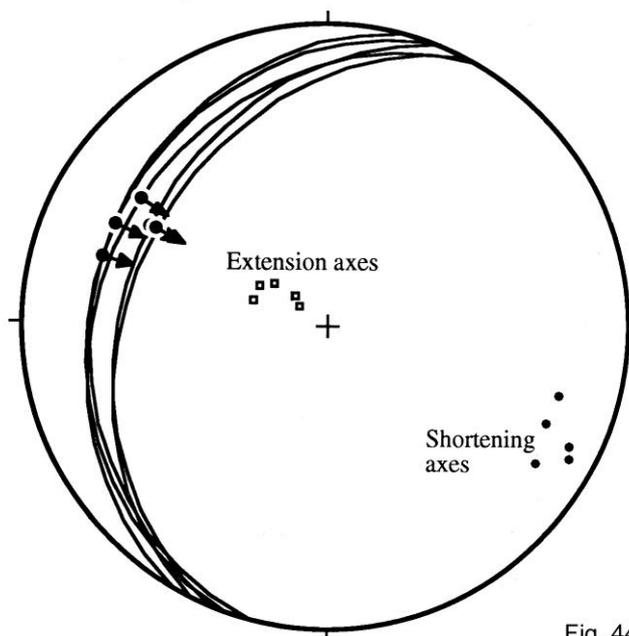


Fig. 44

Il metodo Marrett-Allmendinger risulta quindi uno strumento di analisi utile e versatile, inoltre mette in grado di controllare un altro importante aspetto, la **compatibilità cinematica** tra gruppi di faglie diverse:

- in molte zone si rileva la presenza di sistemi di faglie aventi cinematiche differenti (ad esempio faglie normali e trascorrenti) e anche differenti orientazioni;
- la prima cosa che viene in mente è che i vari sistemi siano frutto di campi di stress successivi nel tempo e con diverse orientazioni, cioè di più fasi di deformazione,
- ma non è detto che sia sempre così!

- Infatti, se l'analisi cinematica delle faglie con il metodo precedente mette in luce una comune orientazione degli assi di estensione e raccorciamento (cioè: la dispersione in proiezione dei loro punti deve essere contenuta, come in Fig. 44),
- i vari sistemi sono cinematicamente compatibili, cioè si sono sviluppati insieme (= nella stessa fase tettonica) per soddisfare lo stesso campo di stress, pur con spostamenti ed orientazioni diversi;
- al contrario, se gli assi cinematici ricostruiti per più sistemi di faglie hanno orientazioni diverse, ciò indica che probabilmente essi sono da associare ad eventi tettonici differenti.

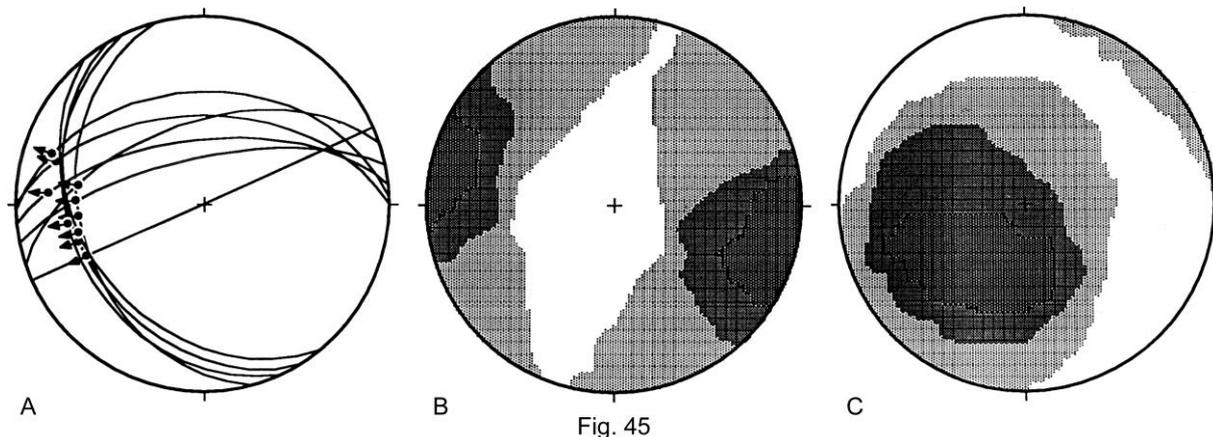
L'esempio che segue serve a chiarire l'aspetto della compatibilità cinematica. I dati si riferiscono a faglie normali e ad altre aventi cinematica *left-oblique*, cioè trascorrenti sinistre con minore componente *dip-slip*:

<i>direzione</i>	<i>incl. imm. pitch</i>	<i>senso mov.</i>
N165E	34WSW 82NW	normale
N78E	70NNW 35SW	<i>left-oblique</i>
N149E	32WSW 78NW	normale
N90E	51N 25W	<i>left-oblique</i>
N84E	62N 21SW	<i>left-oblique</i>
N66E	verticale 32SW	<i>left-oblique</i>
N71E	54NNW 42SW	<i>left-oblique</i>
N155E	29WSW 75NW	normale
N88E	40N 26SW	<i>left-oblique</i>
N141E	35WSW 68NW	normale

Possono queste faglie essere cinematicamente compatibili?

La Fig. 45A mostra la proiezione dei dati e le Figg. 45B e 45C le elaborazioni statistiche (anche se i dati sono pochi) degli assi rispettivamente di estensione e raccorciamento:

- da queste ultime si vede che questi assi hanno concentrazioni accettabili, come d'altra parte era già evidente dalla disposizione delle *slikenlines* e delle relative *slip directions* in Fig. 45A;
- si può così affermare che lo stesso campo di stress ha sviluppato i due gruppi di faglie e che, di conseguenza, esse costituiscono un unico sistema di strutture diverse ma cinematicamente compatibili.



## 7.2 ANALISI DINAMICA DELLE FAGLIE: RELAZIONI TRA ELLISSOIDE DELLO STRESS E FAGLIE

Studi di laboratorio sulla fratturazione delle rocce hanno dimostrato che, quando un corpo isotropo sotto stress si rompe, le fratture si formano con una precisa orientazione rispetto all'ellissoide dello stress (Fig. 46):

- nel caso più generale, se il provino cubico è confinato su due lati verticali opposti, al momento della rottura si sviluppano due fratture (o due sistemi di fratture) coniugate, aventi direzione parallela alle altre due facce verticali, entrambe ortogonali al piano principale  $\vec{\sigma}_1 \vec{\sigma}_3$

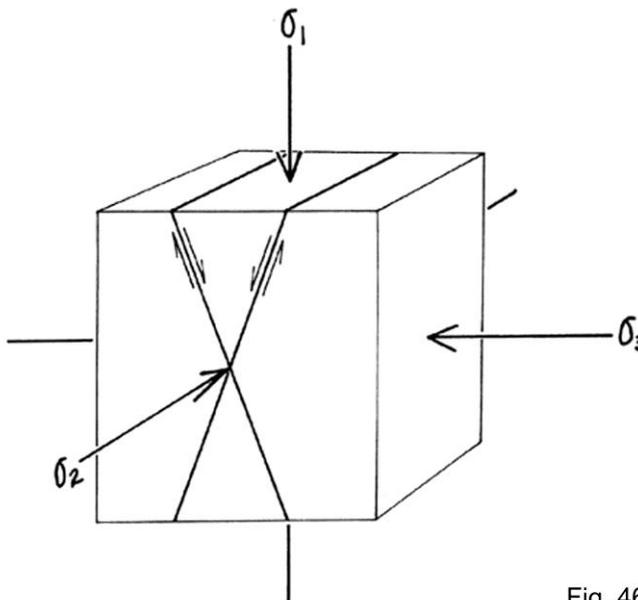


Fig. 46

dell'ellissoide e passanti per lo stress intermedio  $\bar{\sigma}_2$ ;

- esse sono dette **fratture di taglio** e formano un angolo acuto nella direzione del  $\bar{\sigma}_1$  e ottuso in quella del  $\bar{\sigma}_3$ ;
- l'angolo tra il  $\bar{\sigma}_1$  e una qualsiasi frattura di taglio dipende sia dal differenziale di stress ( $\bar{\sigma}_1 - \bar{\sigma}_3$ ), sia dal variare delle proprietà fisiche della roccia (essenzialmente dal suo angolo di attrito interno  $\phi$ );
- ad ogni modo è sempre minore di  $45^\circ$ .

Ora passiamo dalle dimensioni del campione da laboratorio a quelle delle grandi strutture fragili regionali e occupiamoci di definire i rapporti tra la loro orientazione e quella degli assi principali del campo di stress che le ha generate.

Le prime riflessioni (1942, 1948) sulle relazioni tra giacitura delle faglie e orientazione dell'ellissoide dello stress si devono al geologo britannico E.M. Anderson, il quale disse che:

- poiché nei fluidi gli sforzi di taglio sono nulli,
- sulla superficie terrestre, essendo essa un'interfaccia solido-fluido (aria o acqua), lo sforzo di taglio è nullo, cioè essa deve essere uno dei piani principali dell'ellissoide dello stress;
- di conseguenza, nella parte superiore della crosta (ove si trova la maggior parte delle faglie) uno degli assi principali dell'ellissoide dello stress può esser considerato verticale, quindi gli altri due devono essere sul piano orizzontale.

Anche se si incontrano notevoli eccezioni, ad un primo esame le assunzioni di Anderson appaiono valide per molte faglie. Ad esempio, l'ipotesi che uno degli stress principali sia sempre verticale dà ragione dell'esistenza delle tre fondamentali classi di faglie (Fig. 47) e della loro orientazione rispetto alla superficie terrestre:

- faglie normali con  $\bar{\sigma}_1$  verticale, faglie inverse con  $\bar{\sigma}_3$  verticale e faglie trascorrenti con  $\bar{\sigma}_2$  verticale;
- inoltre, tenendo conto dell'orientazione di almeno un altro degli stress principali, nei tre casi è possibile identificare la posizione dell'ellissoide dello stress rispetto alla giacitura delle faglie.

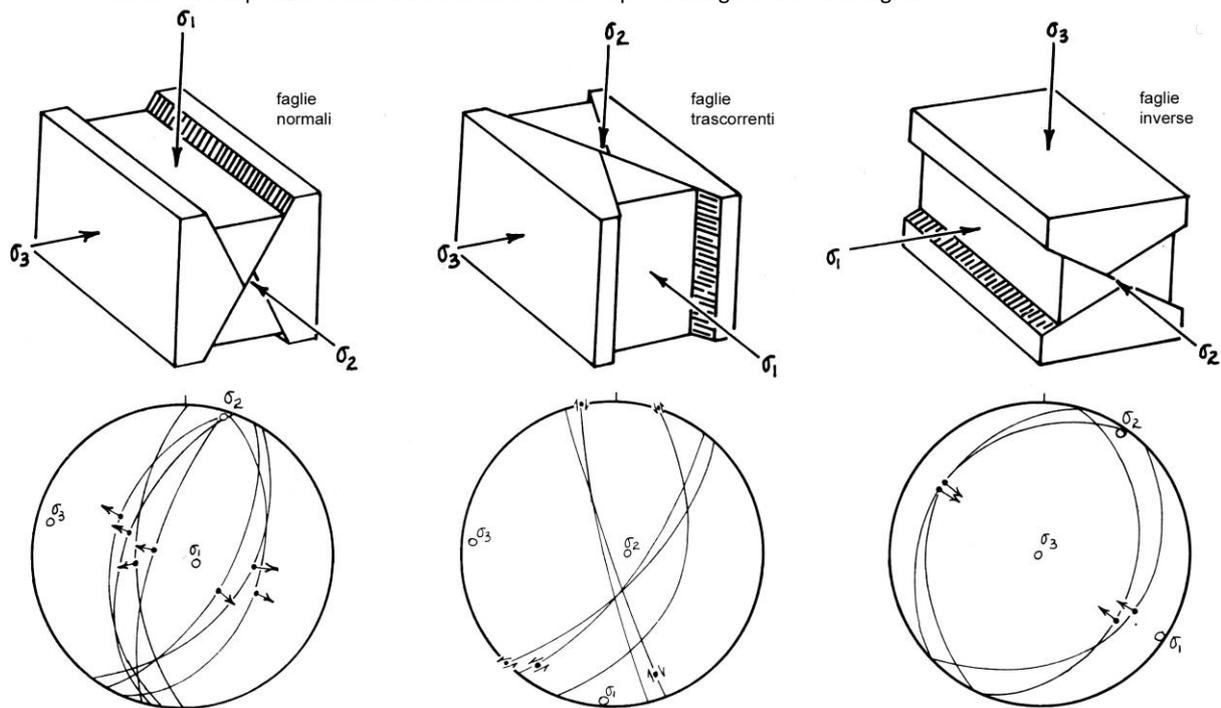


Fig. 47

In Fig. 47 compaiono anche esempi di proiezioni stereografiche tipiche delle tre strutture, che mostrano alcuni caratteri esclusivi:

- le faglie normali danno due gruppi di ciclografiche aventi all'incirca stessa direzione. Questi gruppi individuano un angolo acuto nella zona centrale del diagramma, inoltre le *slip directions* sono verso il cerchio primitivo;
- anche le faglie inverse formano due raggruppamenti con circa la stessa direzione, ma stavolta l'angolo che essi individuano nella zona centrale della proiezione è ottuso, inoltre le *slip directions* sono verso il centro del diagramma;
- le ciclografiche delle faglie trascorrenti hanno inclinazioni in genere elevate (come quelle delle faglie dirette) e possono mostrare una distribuzione appena più caotica, anche se è sempre possibile individuare due raggruppamenti preferenziali. Ad ogni modo, ciò che distingue queste faglie è la posizione delle strie, sempre assai prossime al cerchio primitivo.

In ognuno dei diagrammi precedenti il  $\vec{\sigma}_1$  si trova sempre nel campo della compressione, che coincide con le aree del diagramma corrispondenti all'angolo acuto tra i raggruppamenti di ciclografiche, e la sua giacitura si trova in questo modo:

- direzione: si fa la media delle direzioni delle strie di ciascun raggruppamento, considerato singolarmente, poi si fa la media delle due medie così ottenute;
- inclinazione: si fa la media delle inclinazioni delle medesime strie, sempre per singoli raggruppamenti, poi si mediano i due valori;
- immersione: è automaticamente identificata dall'inclinazione.

Il  $\vec{\sigma}_3$  è invece sempre nel campo dell'estensione, corrispondente in diagramma all'angolo ottuso tra i raggruppamenti; la sua giacitura è a  $90^\circ$  da  $\vec{\sigma}_1$  e all'incirca sul piano bisettore dell'angolo ottuso.

Infine, la posizione del  $\vec{\sigma}_2$  è data dal polo della traccia ciclografica passante per  $\vec{\sigma}_1$  e  $\vec{\sigma}_3$ .

Si noti che in ciascuno dei tre casi:

- se  $\vec{\sigma}_2$  e  $\vec{\sigma}_3$  sono all'incirca uguali, si formano faglie dirette, inverse e trascorrenti aventi direzioni assai disperse, quindi senza un particolare raggruppamento preferenziale;
- quest'ultimo si ha solo se  $\vec{\sigma}_2$  è significativamente più elevato di  $\vec{\sigma}_3$ .

Come si vede, con il semplice metodo Marrett-Allmendinger è possibile eseguire l'analisi di un gruppo di faglie e stabilire la natura estensionale, compressiva o trascorrente della struttura. Ma per far questo è inevitabile:

- conoscere la giacitura di tutte le faglie (in linea generale: più se ne misura, meglio è .....);
- identificare per ciascuna di esse la direzione e il senso del movimento relativo dei blocchi;
- acquisire questo dato non è semplice, ma viene in aiuto il lavoro di Petit (1987) e la vasta bibliografia consultabile su questo problema.

Tornando alla proposizione di Anderson, è stato accennato che essa non è valida in diverse situazioni di strutture reali sia a grande che a piccola scala. Per esempio, essa non tiene conto delle discontinuità delle rocce, oppure della coesistenza di campi di stress non uniformi, e i casi illustrati nel seguito aiutano a capire.

### **Analisi dinamica delle faglie: influenza delle discontinuità già presenti nelle rocce**

Per semplicità, nelle considerazioni precedenti abbiamo trattato le rocce come materiali isotropi e privi di ogni tipo di discontinuità, cioè omogenei e continui. Sappiamo però che questa è una circostanza estremamente rara (anche se possibile), soprattutto se abbiamo a che fare con cospicui volumi litoidi. Il caso più comune prevede che nelle rocce siano presenti piani di debolezza relativa, come stratificazione, contatti litologici e formazionali, clivaggi, scistosità, giunti, fratture, faglie, ecc.:

- in caso di risposta delle rocce a stati di stress, queste discontinuità sono spesso usate come nuove superfici di taglio,
- oppure con la loro presenza possono fare in modo che le nuove fratture o faglie nascano con orientazioni diverse da quelle che ci si potrebbe aspettare in una roccia "sana".

Accade spesso che vecchie faglie, create da un vecchio campo di stress con una certa orientazione, vengano successivamente rimesse in movimento ad opera di un nuovo campo di stress avente diversa orientazione. Un esempio del genere è offerto dalla carta tettonica semplificata di Fig. 48, relativa ad un settore della California settentrionale:

- in questa regione la San Andreas Fault ha cinematica trascorrente destra ed è sub-parallela ad un'altra faglia, nota come Faglia di Sargent-Berrocal, comunemente riconosciuta come un accavallamento;
- in accordo con le affermazioni di Anderson, il  $\vec{\sigma}_1$  della San Andreas Fault è orizzontale e in direzione all'incirca N-S, come il figura;
- invece, per la Faglia di Sargent-Berrocal il  $\vec{\sigma}_1$  è orizzontale e orientato pressapoco SW-NE;
- in effetti McLaughlin (1974) ha dimostrato che la Sargent-Berrocal è una vecchia faglia regionale con cinematica inversa e strie poco inclinate verso SW, formatasi per un campo di stress orientato diversamente rispetto a quello dell'attuale San Andreas Fault;
- siccome le faglie sono entrambe attive,

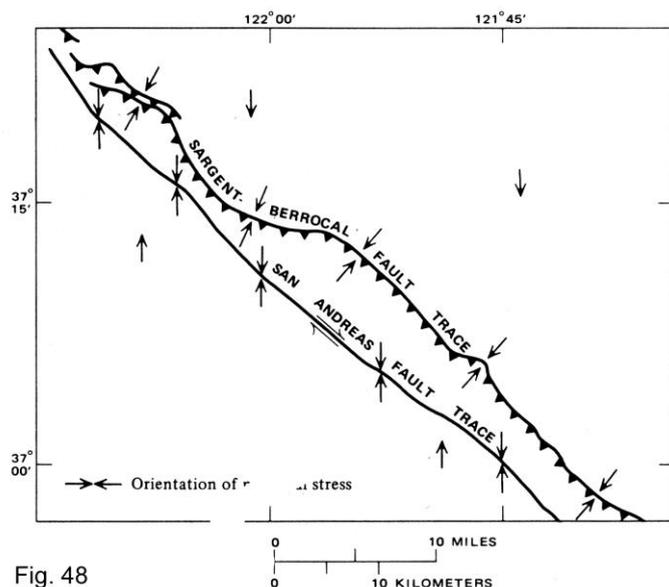


Fig. 48

questo fatto impone che il  $\bar{\sigma}_1$  non possa avere orientazioni diverse nello stesso luogo e nello stesso intervallo temporale;

- si conclude che, trovandosi in prossimità della San Andreas e avendo una giacitura favorevole, la Sargent-Berrocal è riattivata dall'attuale campo di stress, ovviamente con cinematica traspressiva destrale non più congruente con la sua primitiva natura di superficie di sovrascorrimento.

Esercizi

7.1 Nei dintorni di Lake Mead, USA, parte meridionale del Basin-and-Range Province al confine tra Nevada e Utah, sono state misurate le seguenti faglie normali e i *pitch* delle rispettive *slikenline*:

<i>direzione</i>	<i>incl.imm.</i>	<i>pitch</i>	<i>direzione</i>	<i>incl.imm.</i>	<i>pitch</i>
N15E	65WNW	85NW	N178E	62E	84NE
N169E	59ENE	77NE	N175E	76E	75NE
N22E	72WNW	76NW	N166E	60ENE	85NE
N28E	65WNW	78NW	N155E	58WSW	80NW
N25E	70ESE	82NE	N10E	68W	79NW

- proiettare ciclografica, polo e *slikenline* di ogni faglia, e porre su ogni *slikenline* la *slip direction*;
- per ogni faglia individuare il piano di movimento e i punti relativi agli assi cinematici;
- trovare "a occhio" il *best fit* degli assi di estensione e raccorciamento e dire se questi dati sono congruenti con la distensione tettonica della megastruttura del Basin-and-Range.

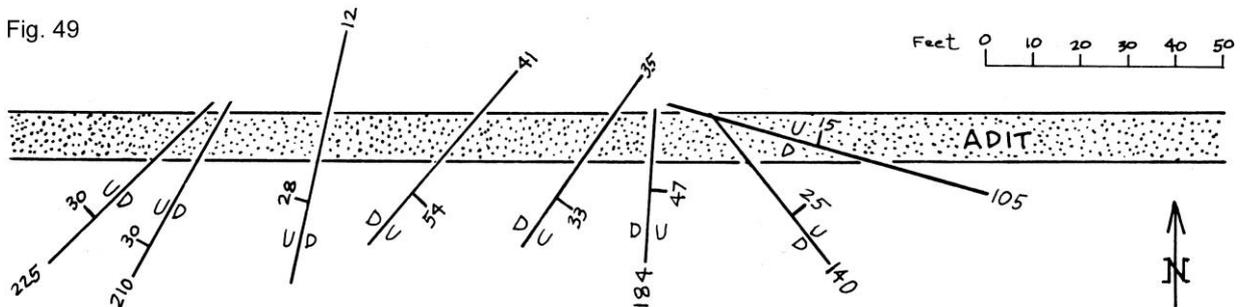
7.2 Sono date le misure caratteristiche di dieci faglie normali:

<i>direzione</i>	<i>incl.imm.</i>	<i>pitch</i>	<i>direzione</i>	<i>incl.imm.</i>	<i>pitch</i>
N45E	61SE	80E	N36E	59SE	80W
N90E	80N	58W	N52E	68NW	78W
N45E	63NW	78W	N110E	88NE	59W
N74E	78NNW	65W	N46E	60SE	80W
N77E	61NNW	86E	N67E	56SSE	88E

Anche se sono solo pochi dati (ce ne vorrebbero almeno una quarantina), proiettarli su rete equivalente e per ogni faglia determinare l'orientazione degli assi principali dello stress.

7.3 La Fig. 49 presenta la carta geologica di una galleria di miniera lungo la quale sono state misurate alcune faglie minori (U = *upthrown block* = blocco rialzato, D = *downthrown block* = blocco abbassato). Anche in questo caso, ricavare l'orientazione degli assi principali dello stress.

Fig. 49



7.4 In Fig. 50 sono riportate la carta geologica e una sezione della struttura a faglie normali e sovrascorrimenti di un settore delle Inyo Mountains, California orientale. Colorate la carta e la sezione e poi rispondete ai quesiti cercando di scrivere frasi complete:

- ricostruire l'evoluzione delle orientazioni degli assi principali dello stress per le strutture della regione;
- cosa possiamo dire circa gli intervalli temporali durante i quali sono stati attivi gli ellissoidi dello stress variamente orientati che si sono succeduti?
- c'è qualche evidenza che le diverse superfici di taglio (accavallamenti e faglie) possano essere state controllate da qualcos'altro oltre che dall'orientazione degli stress principali dei vari ellissoidi? Spiegare perché.

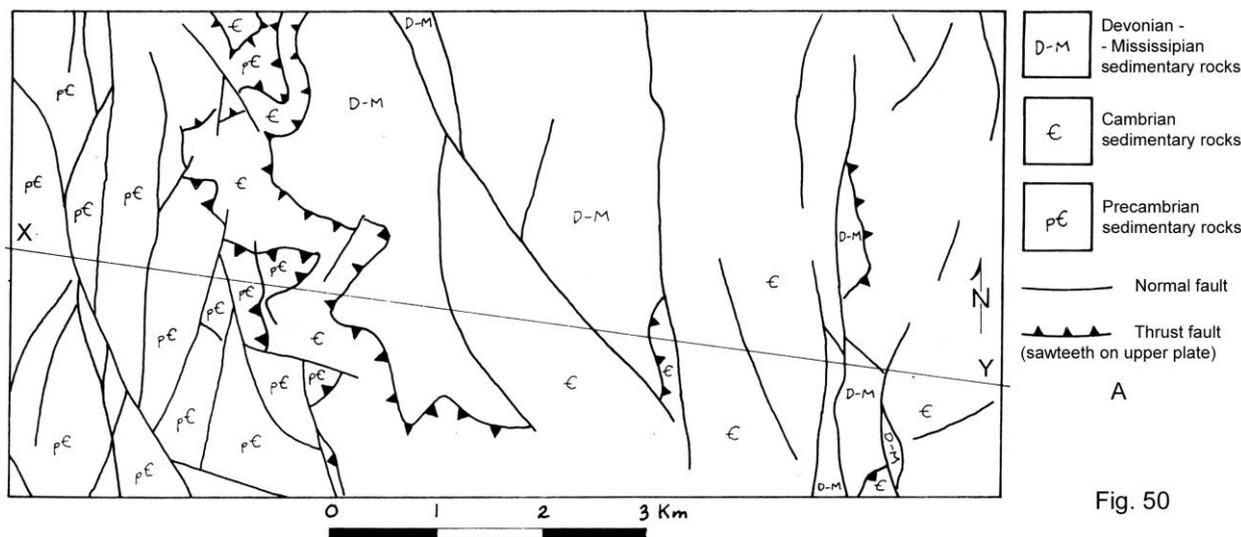
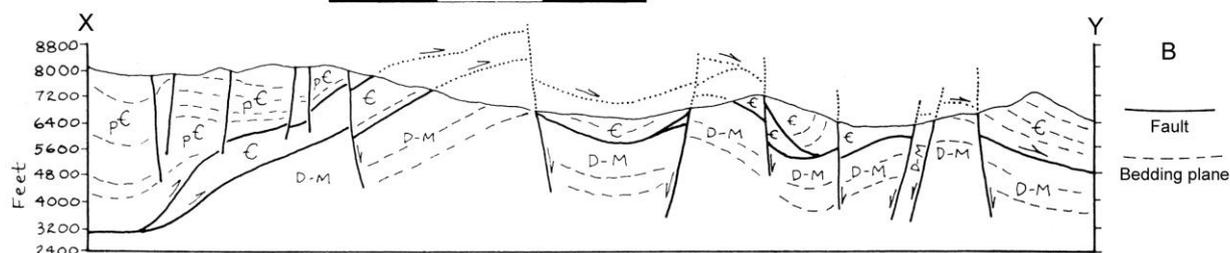


Fig. 50



### **Analisi dinamica delle faglie: esempi regionali di campi di stress non uniformi**

Sebbene l'assunto di Anderson sui rapporti tra faglie ed ellissoide dello stress si sia rivelato di grande utilità, oggi sappiamo che non sempre a un determinato campo di stress corrisponde un preciso ed unico sistema di strutture:

- ad esempio, invece dei due gruppi di faglie coniugate, ipotizzati da Anderson come risposta ad uno stress, talvolta in rocce sufficientemente isotrope si sviluppano quattro sistemi di faglie e fratture che formano un'architettura tridimensionale a prismi romboidali (Aydin & Reches, 1982);
- nel caso di faglie inverse (soprattutto quando queste evolvono in accavallamenti regionali) e di faglie trascorrenti di solito si sviluppa un solo gruppo (= corridoio, fascia) di superfici di faglia al posto dei due sistemi previsti;
- il modello di Anderson non spiega le faglie normali a basso angolo, né le faglie inverse molto inclinate ...

Anderson affermava anche che l'orientazione dell'ellissoide dello stress non varia con la profondità, e che il campo di stress generatore di deformazioni nella crosta superiore è costante per vaste aree:

- in queste frasi è implicito il concetto secondo il quale una certa regione viene interessata da una sola fase tettonica che determina un solo tipo di faglia;
- di conseguenza, secondo Anderson c'è da aspettarsi che diversi tipi di faglie siano frutto di diversi eventi deformativi.

Ma quest'opinione si è rivelata sbagliata, come dimostrano i due seguenti esempi di grandi strutture regionali, una di tipo distensivo (Basin-and-Range Province) e l'altra compressiva (Himalaya-Tibet): la prima illustra come lo stress sia stato non uniforme nel tempo, nella seconda il generale sistema stress subattuale-attuale (quindi in un solo intervallo temporale) è molto variabile nello spazio.

#### **BASIN-AND-RANGE PROVINCE, USA SUD-OCCIDENTALI**

La Fig. 10.1 illustra i lineamenti tettonici generali a grande scala di questa regione. Essa deve il proprio nome ad una morfologia ad ampie vallate (*basin*) separate da dorsali e catene montuose (*range*), il tutto con orientamento generale N-S e corrispondente ad un ben conosciuto assetto strutturale

Quest'ultimo è il risultato di un regime tettonico sviluppatosi nel Cenozoico con sollevamento (*uplift*) ed estensione e, come proposto da Wright (1976), vi si possono individuare due grandi aree caratterizzate da lineamenti tettonici almeno in parte diversi:

- **Field 1:** Nevada centrale e settentrionale più Utah occidentale, dominato da faglie dirette listriche a direzione prevalente N-S;
- **Field 2:** Nevada meridionale e sud-occidentale più California orientale, con dominanti faglie trascorrenti (sia destre che sinistre) e subordinate normali, con orientazioni assai più variabili.

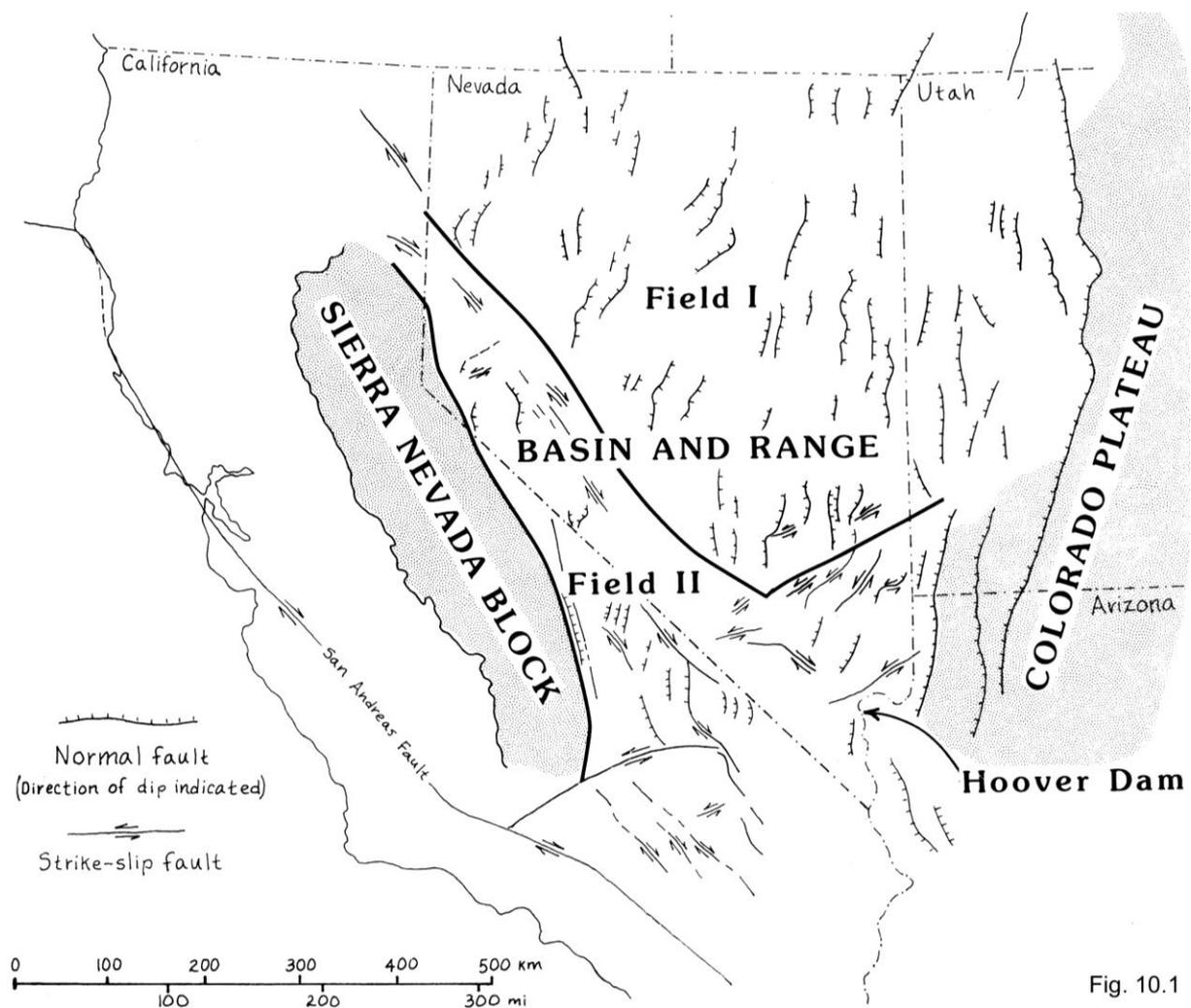


Fig. 10.1

L'analisi dello stress nel Field 1 è relativamente semplice, grazie all'omogeneità delle sue megastrutture: ponendo un lucido sulla Fig. 10.1 possiamo tracciare l'orientazione degli stress principali di questo settore.

Più problematico è l'esame del Field 2:

- secondo i principi generali di fagliamento di Anderson, faglie normali e trascorrenti non possono nascere durante il medesimo campo di stress,
- a meno che non si osservino chiare deviazioni dei piani di faglia, senza interruzioni, in modo che lungo una stessa faglia la cinematica normale *dip-slip* in un settore divenga trassensiva e poi trascorrente;
- possiamo controllare se le cinematiche associate alle faglie del Field 2 sono coerenti con geometrie del genere ..... e testare le eventuali compatibilità cinematiche .....
- si conclude che lungo le tracce continue di faglie che cambiano direzione la supposta coerenza cinematica non esiste, inoltre in diverse situazioni si rilevano rapporti di *cross-cutting*;
- ne consegue che il coesistere di entrambe le strutture nel Field 2 sembra indicare differenti orientazioni degli assi principali dello stress e questo, secondo il dettato di Anderson, fa pensare a fasi deformative ben distinte nel tempo.

E invece le analisi numerose e approfondite eseguite sin dagli anni '70 in questa megastruttura, esemplare per l'architettura estensionale, dimostrano che tutte le strutture "minori" al suo interno si sono sviluppate nel tempo come risultato di un medesimo campo di forze estensionali, attive in una regione vasta almeno una volta e mezzo l'Italia.

Per risolvere il problema ci viene incontro lo studio di [Angelier et alii \(1985\)](#) svolto nella parte meridionale del Basin-and-Range Province su una piccola area circostante Hoover Dam, la diga del Lake Mead lungo il F. Colorado, a 40 km a SE di Las Vegas e lungo il confine tra Nevada e Arizona.

L'area d'imposto della diga, già molto incisa dal Colorado e sede di ripuliture ed escavazioni artificiali, ha messo in luce una struttura caratterizzata da ben organizzati sistemi di faglie e fratture. Il risultato finale di questo studio è sintetizzato in Fig. 10.2, nella quale gli autori rappresentano quattro episodi successivi di fagliamento:

- il primo (Fig. 10.2A) consiste nello sviluppo di faglie normali orientate NW-SE con immersione prevalente a SW, e di meno abbondanti faglie coniugate con uguale direzione ma immersione opposta;
- il secondo evento (Fig. 10.2B) è caratterizzato da faglie trascorrenti subverticali in sistemi coniugati aventi direzioni medie NNW-SSE (trascorrenti destre) e WNW-ESE (trascorrenti sinistre);

- per iniziare l'analisi cinematica, possiamo mettere un lucido sulla figura e segnare gli assi principali  $\vec{\sigma}_1$  e  $\vec{\sigma}_3$  relativi alle varie faglie nei due scenari A e B;
- alle trascorrenti di prima generazione segue una ripresa di fagliamento normale (Fig. 10.2C) secondo una direzione media NNW-SSE e con strutture ancora coniugate immergenti sia a W che a E;
- infine si verifica una ripresa di trascorrenza (ancora Fig. 10.2C) sia con nascita di nuove superfici di faglia circa orientate NNE-SSW, sia con riattivazione di faglie precedenti (già normali o trascorrenti);
- anche in questo caso possiamo segnare sulla Fig. 10.2C gli assi principali  $\vec{\sigma}_1$  e  $\vec{\sigma}_3$  di questi ultimi due episodi prestando la massima attenzione alle intersezioni fra le faglie ("chi taglia chi"), alla sovrapposizione delle strie e alle possibili inversioni di cinematica su una stessa faglia (ad esempio, la trascorrente sinistra in Fig. 10.2B viene riattivata come trascorrente destra in Fig. 10.2C);
- un utile esercizio è il disegno in piano della carta geologica della faccia superiore del terzo *block-diagram*, dando colori diversi alle strutture di diversa generazione o alle cinematiche successive su una stessa faglia.

In accordo con le conoscenze generali dell'intero Basin-and-Range Province, Angelier e colleghi hanno dimostrato che tutte le faglie dei vari sistemi sono nate, o sono state riattivate con cinematica diversa da quella precedente, durante episodi successivi della medesima tettonica estensionale miocenica che ha portato al formarsi della megastruttura:

- tenendo conto dell'orientazione geografica della componente  $\vec{\sigma}_3$  nelle varie strutture che si sono sovrapposte, cercate di spiegare come sia possibile che una faglia trascorrente cambi la propria cinematica da sinistrale a destrale,
- e come una faglia normale possa successivamente muoversi come una trascorrente;
- gli autori citati hanno attribuito i cambi di cinematica da normali a trascorrenti a "scambi di posizione" (*permutations*) tra  $\vec{\sigma}_1$  e  $\vec{\sigma}_3$  come risultato di oscillazioni dello stress nel tempo e nello spazio;
- in considerazione del fatto che durante il Cenozoico il Basin-and-Range Province è stato sottoposto a generale *uplift* con assottigliamento crostale, vulcanismo ed elevate velocità di erosione e asportazione dei materiali,
- discutere quali accadimenti geologici potrebbero aver determinato aumento o diminuzione nel tempo dello stress principale verticale rispetto agli stress principali orizzontali.

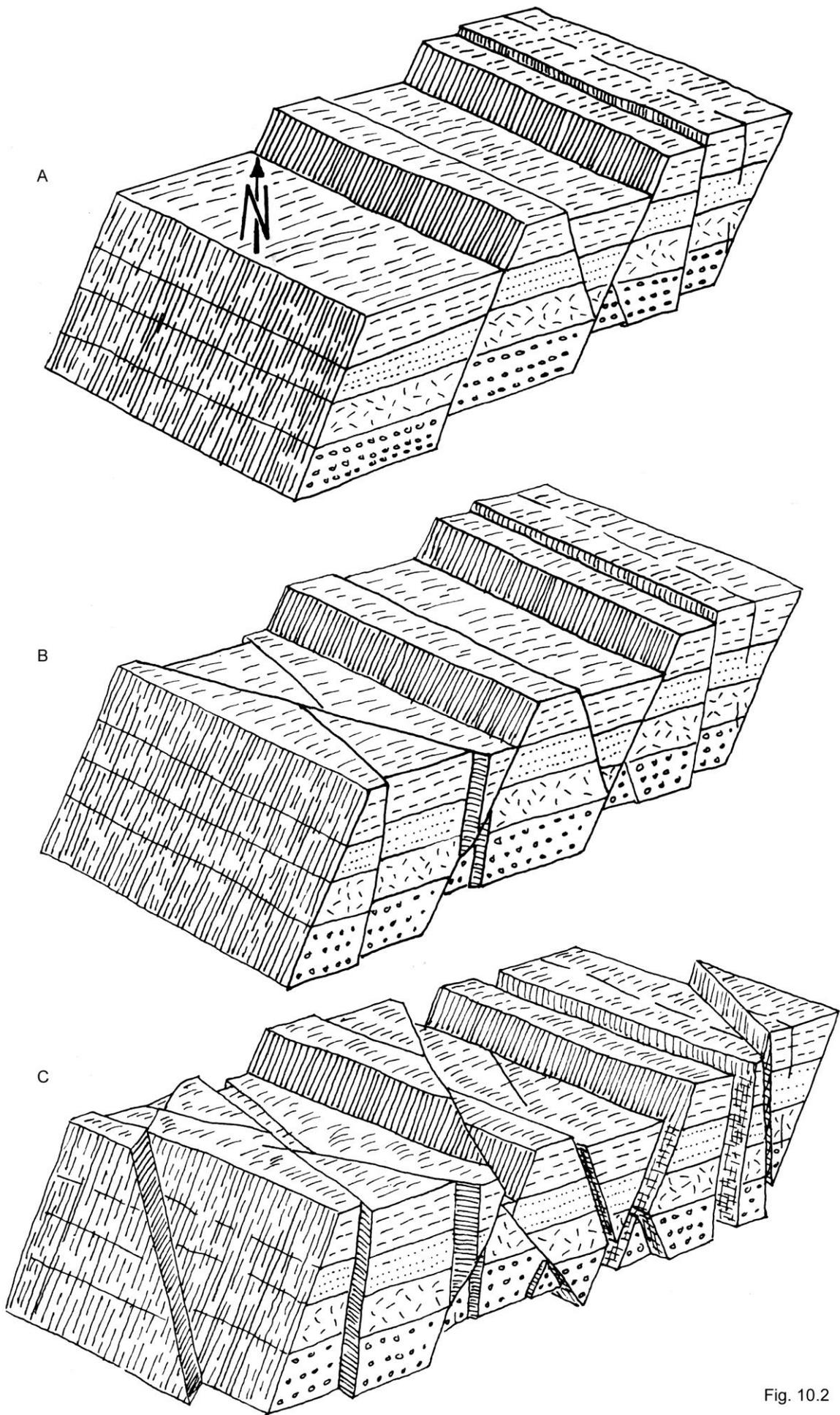
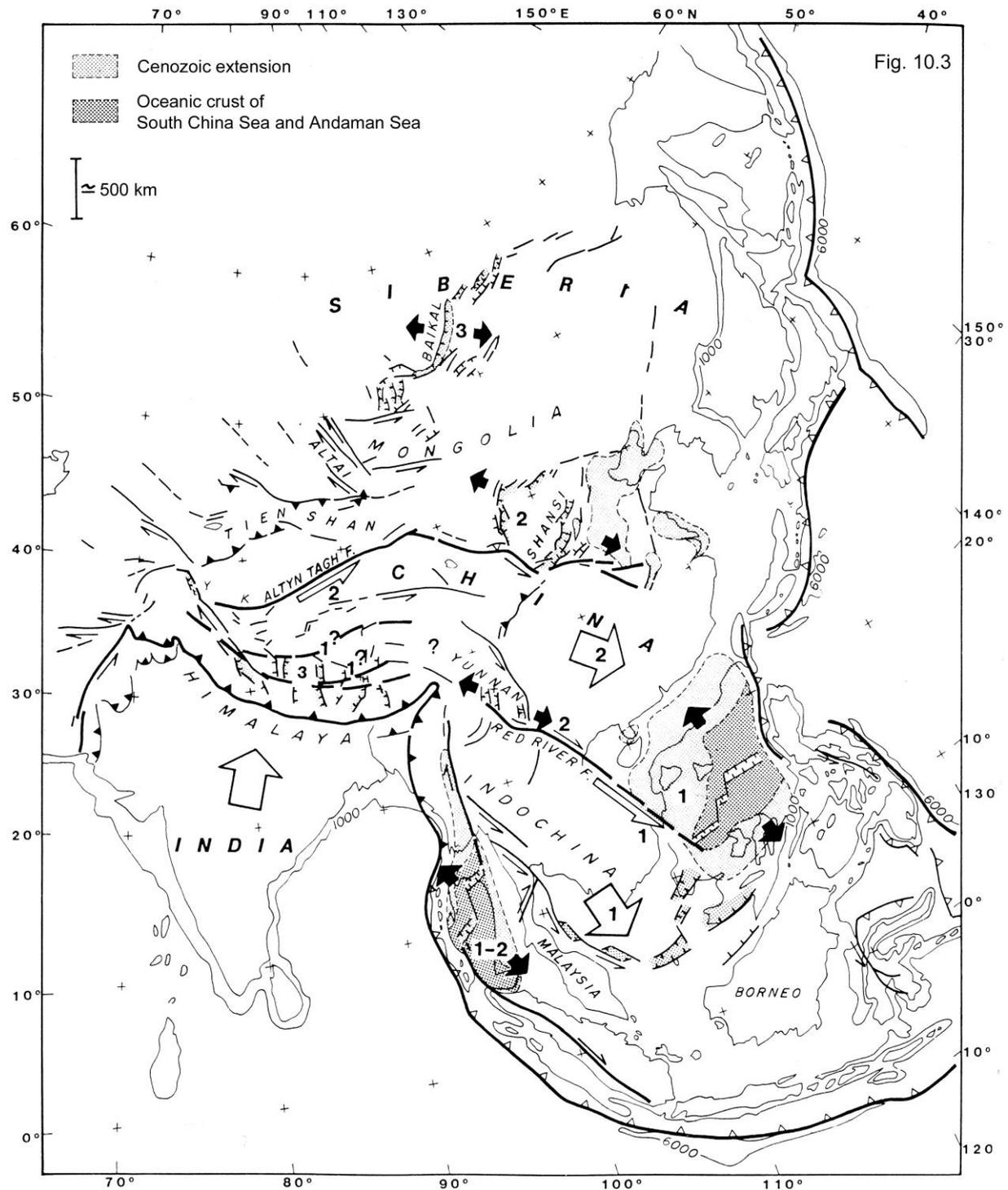


Fig. 10.2

### LA REGIONE HIMALAYA-TIBET, ASIA CENTRALE

L'Asia centrale presenta un complesso reticolo di faglie attive di diverso tipo, appartenenti ad un assetto tettonico continentale che è il risultato dell'evoluzione tettonica estrusiva subita dall'intera regione durante il Cenozoico. La distribuzione regionale a grande scala delle principali strutture è illustrata in Fig. 10.3 (Tapponier *et alii*, 1982):



- le linee marcate con triangoli bianchi rappresentano fasce di subduzione attiva intorno all'arco Sumatra-Giava-Isole della Sonda, alle Filippine e al Giappone;
- la linea marcata con triangoli neri (Himalaya) indica l'accavallamento del margine della placca asiatica su quello della placca indiana, invece le linee sottili con triangoli neri sono accavallamenti minori (NW India e Tien Shan);
- alcune linee larghe senza triangoli ma con frecce indicano i principali corridoi di faglie trascorrenti;
- tutte le linee sottili rappresentano faglie trascorrenti (frecce), normali (dentini) o indeterminate di importanza minore;
- la grande freccia bianca sull'India rappresenta la sua convergenza ancora attiva verso l'Asia, mentre quelle con 1 e 2 indicano qualitativamente gli spostamenti dei blocchi crostali più importanti rispetto alla Siberia (considerata come punto di riferimento "fisso" per tutte le masse mobili sotto osservazione);

- le coppie di frecce nere in grassetto indicano le direzioni delle estensioni connesse con la tettonica estrusiva;
- i numeri 1, 2 e 3 si riferiscono agli stadi successivi della tettonica estrusiva dell'intera regione, rispettivamente corrispondenti agli intervalli di tempo da 50 a 20 Ma, da 20 Ma al sub-attuale, infine all'evoluzione più recente e futura.

La Fig. 10.4 è la versione semplificata della stessa megastruttura, ove compaiono i lineamenti tettonici essenziali per la nostra interpretazione cinematica a larga scala. Vi si notano:

Fig. 10.4



- un accavallamento principale, lo Himalayan Frontal Thrust;
- alcune principali trascorrenti sinistre in Cina (Altyr Tagh, Kunlun, Kang Ting);
- altre principali trascorrenti destre in Asia centrale (Talasso Fergana e similari verso NE) e in Indocina (Red River);
- infine, sistemi di faglie dirette in Siberia (Baikal Rift) e Cina (Shansi Graben).

E' evidente che nessuna particolare orientazione di ellissoide dello stress può da sola dare ragione di questa complicazione! Nonostante ciò, è opinione comune che tutte le strutture debbano la loro esistenza al regime tettonico di collisione e perdurante compressione dell'India contro l'Asia, iniziato sin dal Cretaceo superiore e oggi ancora attivo.

Per chiarire come diverse strutture "locali", a volte in apparente contrasto cinematico, possano nascere durante lo svolgersi nel tempo di un unico processo tettonico "generale", Tapponier *et alii* (1982) realizzarono con della plastilina un esperimento in laboratorio che ha dato risultati sorprendenti:

- la Fig. 10.5 presenta le fotografie di tre successivi stadi dell'esperimento;
- il blocco che avanza progressivamente verso l'alto rappresenta la placca indiana;

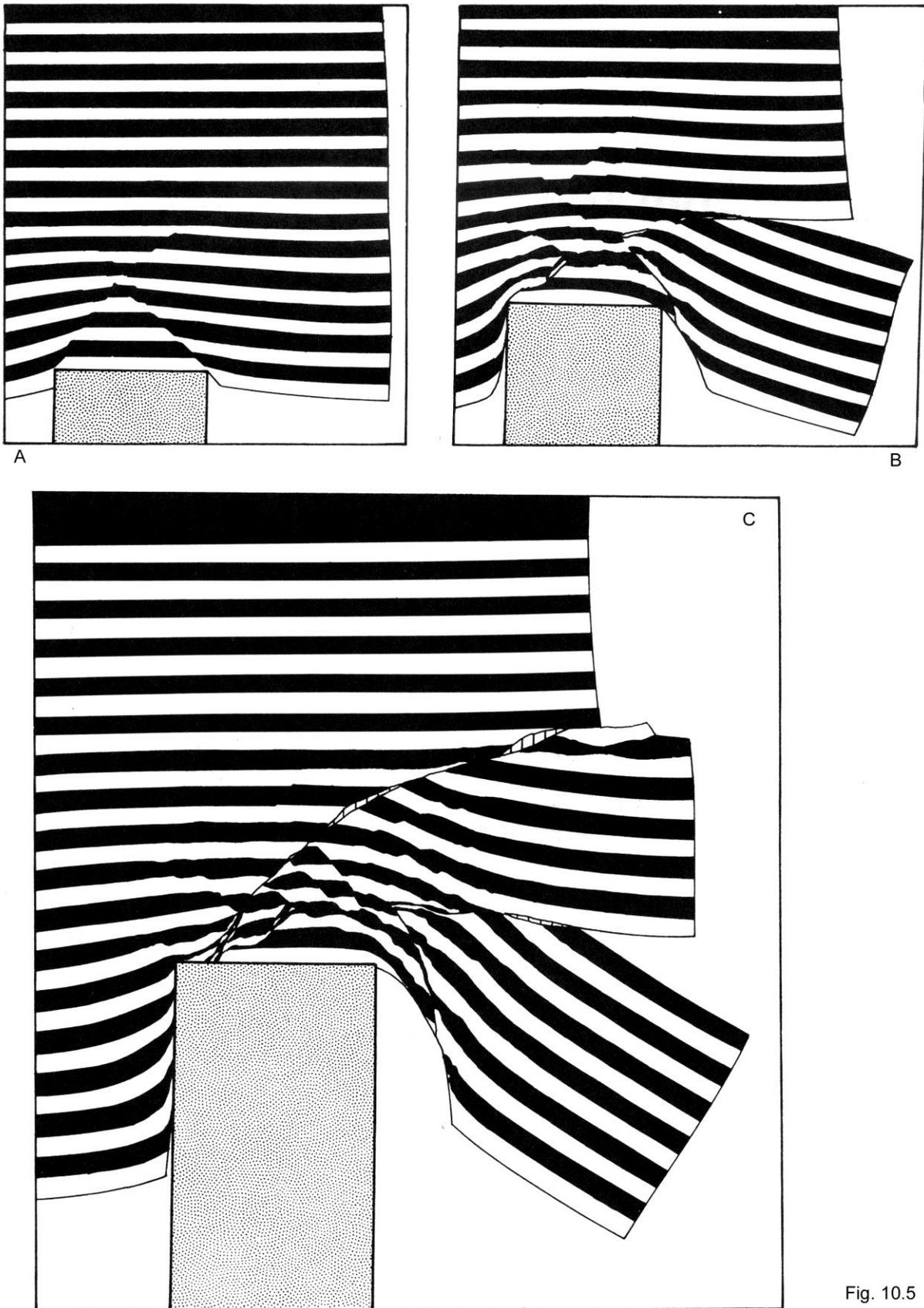


Fig. 10.5

- il modello iniziale indeformato di plastilina rappresenta invece la parte della placca asiatica che subisce la collisione e la compressione ad opera di quella indiana;
- il modello è stato posto a contrasto con pareti fisse lungo i suoi limiti sinistro e superiore, mentre il limite destro è stato lasciato libero;
- i confinamenti a sinistra e superiore rappresentano rispettivamente le porzioni continentali Persia-Afghanistan e Siberia, entrambe considerate ferme rispetto alla convergenza indo-asiatica.

Si deve convenire che le strutture sviluppate nella configurazione finale dell'esperimento (Fig. 10.5C) sono straordinariamente simili, anche in alcune particolarità, a quelle reali evidenziate in Figg. 10.3 e 10.4:

- grazie agli ostacoli posti a sinistra e superiormente, la deformazione causa strutture che nell'insieme favoriscono l'espulsione (*extrusive tectonics*) verso oriente di settori di plastilina separati da chiare disgiunzioni tettoniche;
- saltando dall'esperimento al caso reale, questo dimostra che un evento tettonico a larga scala può generare strutture diverse e tali che,
- prese singolarmente, denunciano stress locali differenti,
- ma nell'insieme si armonizzano in un'architettura strutturale complessa attribuibile a un solo processo deformativo.

Tenendo conto del risultato dell'esperimento, possiamo procedere nell'analisi in questo modo:

- sulla Fig. 10.4 disegnare l'orientazione dei due stress principali orizzontali attivi su ognuna delle sette faglie seguenti: Himalayan Frontal Thrust, Quetta-Chaman Fault, Talasso-Fergana Fault, Altyn Tagh Fault, Baikal Rift System, Shansi Graben System, Kang Ting Fault;
- porre un lucido sulla Fig. 10.5C e segnarvi le strutture equivalenti alle precedenti, infine controllare se le cinematiche delle strutture artificiali e reali siano le stesse;
- su altri due lucidi riportare separatamente le faglie maggiori delle rappresentazioni di Figg. 10.5A e 10.5B, con le relative coppie di stress principali orizzontali;
- sulla base dei tre disegni descrivere l'evoluzione temporale degli stress regionali durante la collisione India-Asia.

## 8. ZONE DI TAGLIO FRAGILI-DUTTILI / DUTTILI

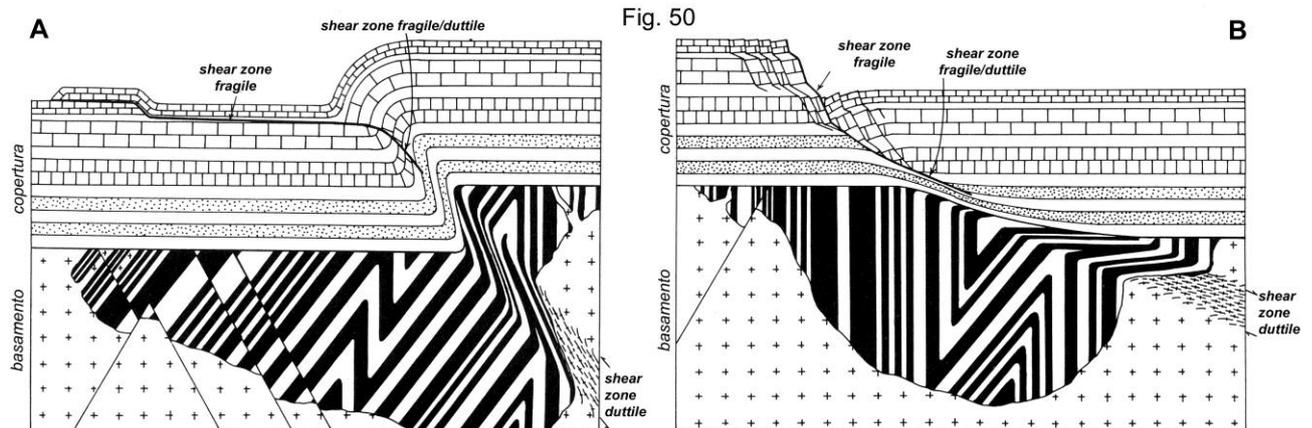
Le zone di taglio o fascie di taglio (*shear zones*) sono volumi rocciosi sottili con forma planare o (debolmente) curvilineare, di spessore molto minore rispetto alle altre due dimensioni (larghezza e lunghezza: il rapporto tra lunghezza e spessore è maggiore di 5), confinanti con volumi rocciosi che mostrano deformazione (molto) minore. Si distinguono in:

- zone di taglio fragili o faglie, già considerate nel cap. 7, nelle quali i blocchi sono separati da una fascia più o meno stretta costituita da un set più o meno complicato di discontinuità;
- zone di taglio duttili caratterizzate da stati di deformazione finita che variano in modo graduale (anche se su spessori più o meno ristretti) da un lato all'altro attraverso la fascia sottoposta a taglio;
- vi sono anche numerosi casi intermedi genericamente indicati come zone di taglio fragili-duttili.

Le faglie si sviluppano come singole strutture planari di taglio, più o meno regolari, oppure come un sistema coerente di faglie minori e fratture. In entrambi i casi si possono avere tagli netti oppure accompagnati da spessori variabili di breccie meccaniche variamente sminuzzate e/o organizzate, dette cataclasiti (breccie di faglia, gouge di faglia, core zone); spesso non esistono superfici ben definite e la faglia è costituita da sole cataclasiti con limitati e sparsi piani di frattura e faglie minori.

Nella gran parte degli assetti tettonici della litosfera le faglie si manifestano in un limitato spessore, dalla superficie fino ad alcuni chilometri. Al di sotto di questo spessore si attua la transizione tra il comportamento fragile e quello duttile delle rocce, la cui profondità (in generale intorno a 10 km) dipende dal gradiente geotermico e dalla presenza di fluidi, tanto che le rocce sotto stress possono deformarsi duttilmente anche in prossimità della superficie: ad esempio, il limite fragile-duttile nella regione geotermica della Toscana meridionale si trova a circa -4 km!

In Fig. 50 (Ramsay, 1980, modificata) sono schematizzate le relazioni tra zone di taglio fragili alto-crosta e duttili in crosta media in corrispondenza di regioni sottoposte a compressione (A) e distensione (B):



Al contrario delle faglie, le zone di taglio duttili, nominate semplicemente come zone di taglio (ZT), sono invece considerate come il risultato di deformazione duttile o al massimo fragile-duttile, e queste sono le loro principali caratteristiche (Carreras e White, 1980):

- a tutte le scale le ZT sono espressione di una diffusa riduzione della resistenza meccanica delle rocce coinvolte e rappresentano un indebolimento per deformazione localizzata;
- questo indebolimento può originarsi attraverso più meccanismi deformativi e si accompagna di solito a sviluppo di miloniti;
- nelle ZT si possono avere momentanee risposte fragili, forse per accelerazioni di deformazione durante il loro progressivo sviluppo;
- nelle fasce milonitiche sono comuni le pieghe a guaina (*sheath folds*);
- le ZT non subiscono significativi innalzamenti termici per frizione;
- a prescindere dalle sue dimensioni, una ZT può essere un sistema geochimicamente aperto o chiuso rispetto allo spostamento di fluidi e/o di elementi chimici;
- in generale le ZT sono fasce con limiti all'incirca paralleli, di conseguenza lungo sezioni trasversali ad esse i profili della deformazione sono all'incirca identici (specularmente), ad eccezione delle zone in cui esse finiscono (i *tip points* o *tip lines* rispettivamente in 2-D o in 3-D).

Considerando la varietà delle possibili ZT Ramsay (1980) aggiunse che esse possono formarsi soprattutto attraverso tre meccanismi diversi dello spostamento tra i due blocchi affacciati: (1) taglio semplice disomogeneo, (2) cambio disomogeneo di volume (soprattutto per *pressure solution*), (3) una combinazione dei precedenti.

## 8.1 INDICATORI DEL SENSO DI TAGLIO

Stabilire la direzione e il senso dello spostamento lungo le ZT è un fatto importante e necessario per definire (se possibile) l'entità della dislocazione. Questi dati si ricavano grazie all'osservazione e corretta interpretazione dei cosiddetti **indicatori cinematici**, descritti da numerosi autori sia alla mesoscala che in sezione sottile (Simpson e Schmid, 1983; Lister e Snoke, 1984; Passchier e Simpson, 1986; Simpson, 1986; Hanmer e Passchier, 1991).

### Strutture S-C

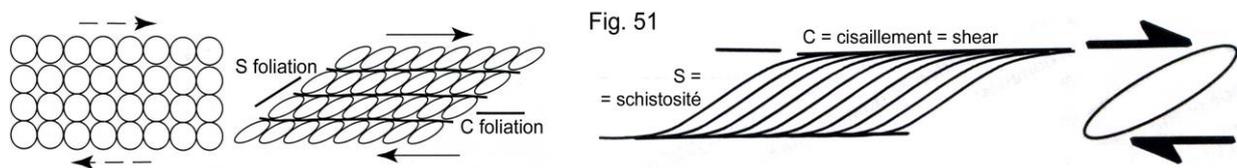
In rocce isotrope (o accettabilmente isotrope) sottoposte a stress di taglio in ambiente metamorfico, la deformazione può iniziare attraverso lo svilupparsi di una famiglia di superfici discrete abbastanza numerose e continue, nell'insieme parallele alla direzione di massimo allungamento. Tali superfici sono facilmente identificabili come una foliazione secondaria con diffusa blastesi soprattutto a fillosilicati, la **schistosité** di scuola francese (da cui la lettera **S** con cui di solito questa struttura viene indicata: si veda in Berthé *et alii*, 1979).

Una deformazione iniziale di questo tipo è assai comune in rocce prive di strutture primarie planari, come le rocce magmatiche (intrusive o effusive) e rocce sedimentarie non stratificate. Al contrario, le rocce stratificate o comunque caratterizzate da netto *layering* (come quasi tutte le metamorfiche) possono trovare più facile, dal punto di vista meccanico, assorbire lo stress deformandosi con movimenti differenziali strato su strato, oppure con lo sviluppo di piegamenti.

Il fenomeno che stiamo descrivendo è un processo progressivo in cui l'accentuarsi dello strain di taglio si riflette in una evidente concentrazione della deformazione in domini sottili e a geometria planare. Lungo di essi nascono nuove superfici quasi parallele alla direzione del taglio e che attraversano i piani S provocando loro spostamenti di entità variabile; queste nuove superfici, decisamente concentrate in fasce ristrette del volume litoide sotto stress, sono designate come piani di **cisaillement**, altro termine francese che significa taglio (da cui la lettera **C** in Berthé *et alii*, 1979).

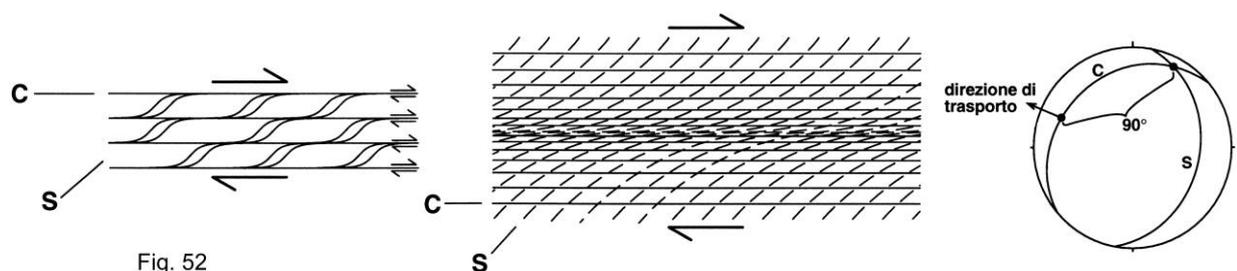
Il risultato è la **struttura S-C**, una geometria data da due ben sviluppate famiglie di foliazioni tra loro oblique e in chiari rapporti di sovrapposizione:

- la Fig. 51 a sinistra illustra (in 2-D) come un continuo formato da oggetti circolari venga deformato per taglio semplice in un insieme di ellissi i cui assi principali massimi materializzano la foliazione S;
- i diversi *layers* di ellissi sono separati da superfici di discontinuità più o meno persistenti che rappresentano la foliazione C;
- a destra è riportata la rappresentazione schematica di un *layer*, in cui le S appaiono tagliate dalle C e convergono in queste ultime verso i confini dei vari *layer*.



La Fig. 52 al centro illustra come le foliazioni C possano infittirsi in corrispondenza della fascia a deformazione più localizzata, nella quale le S sono quasi ridotte a relitti sparsi e subparalleli alle C. A destra compare la proiezione stereografica di una S media (101-33), di una C media (320-25) e della loro intersezione (27-10), a 90° dalla quale lungo la traccia ciclografica della C si trova la proiezione della linea (293-22) che dà la direzione del trasporto tettonico lungo la struttura di taglio; il senso del trasporto è indicato dalle relazioni angolari tra S e C:

- ponendo le C orizzontali (per comodità, ma non è necessario), se gli angoli acuti tra S e C sono verso destra sopra la C e verso sinistra sotto la C, il taglio è destro;
- invece se gli angoli acuti sono verso sinistra sopra la C e verso destra sotto la C, il taglio è sinistro.

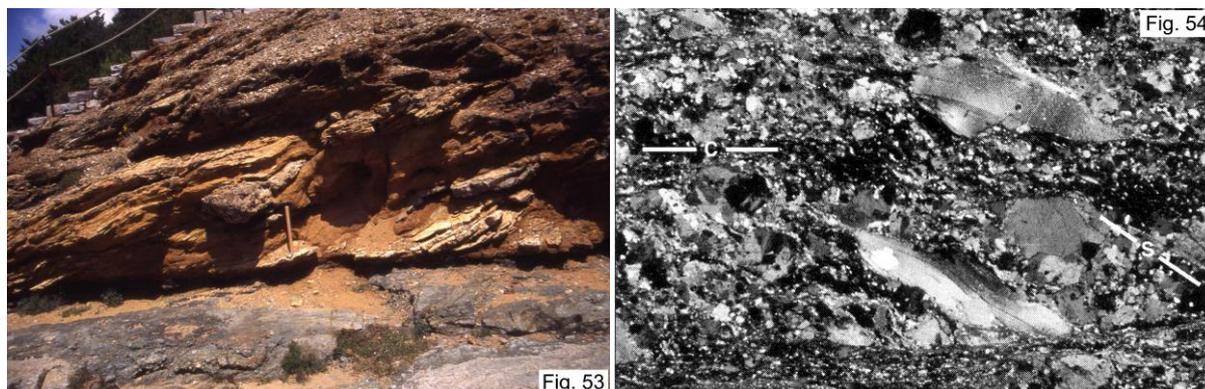


Le due immagini successive presentano aspetti delle strutture S-C alla meso- e alla microscala:

- la Fig. 53 è una parte della Faglia di Zuccale (Elba orientale), una struttura distensiva di taglio analizzata da diversi lavori negli ultimi vent'anni (Viti e Collettini, 2009, con bibliografia), con il netto contatto tettonico fra il *footwall* (quarziti di Barabarca, Triassico) e lo *hangingwall* (flysch cretaceo calcareo-marnoso delle Liguridi). Si noti che la

superficie C, rappresentata dalla faglia, è accompagnata in entrambi i blocchi da una ben sviluppata foliazione S più inclinata della C verso sinistra (WSW), i rapporti angolari tra le due indicano la cinematica *top-to-East* dell'intera struttura;

- in Fig. 54 compare la sezione sottile di un granitoide deformato in una zona di taglio sinistra con sviluppo di strutture S-C.



### Strutture C-C' (S/C-C') o shear band

Le **shear band** sono strutture di taglio localizzate, in gruppi seriate (*en echelon*) e in genere di piccole dimensioni, aventi giacitura sintetica rispetto alla cinematica della zona di taglio, al contrario della foliazione S. Ove si sviluppano, le *shear band* attraversano la foliazione principale C di taglio provocandone spostamenti ridotti e su brevi tratti, al di sopra e al di sotto dei quali esse scompaiono perché convergono sulla medesima foliazione principale.

Le *shear band* sono assai comuni in zone di taglio con sviluppo di miloniti o pseudomiloniti ricche di fillosilicati o minerali meccanicamente deboli se sottoposti a stress (talco, grafite, ecc.):

- in casi del genere la foliazione S tende a coincidere più o meno con la C, soprattutto se la deformazione di taglio raggiunge valori elevati;
- poiché la C si sviluppa con angoli minimi ma misurabili (pochi gradi) rispetto ai confini dell'intera zona di taglio (in Fig. 55 sinistra questi angoli sono volutamente esagerati), lungo di essa si attuano spostamenti di materia non parallelamente alla zona di taglio generale il cui spessore tende di conseguenza ad aumentare;
- quindi, per compensare questo ispessimento, meccanicamente incompatibile con la deformazione fortemente localizzata che è in gioco, nascono queste piccole zone di taglio minori, aventi in questo scenario geometria e cinematica "tipo faglie normali" e immergenti verso il senso del trasporto generale (Fig. 55 destra).

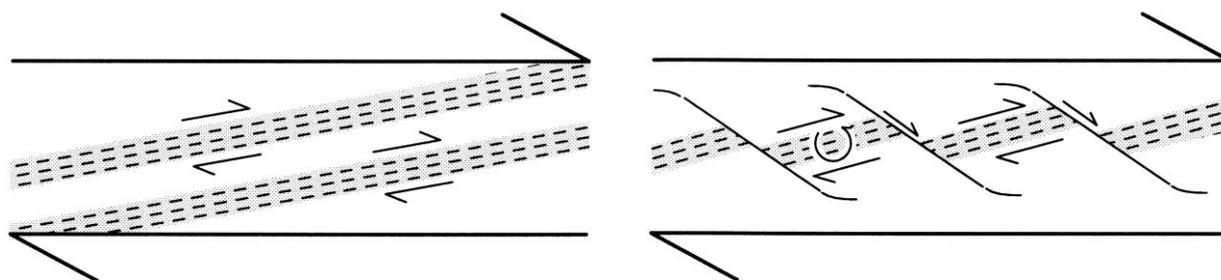


Fig. 55

In Fig. 56 una quarzomilonite è stata ridisegnata per evidenziare la chiara struttura a *shear band*, i livelli bianchi sono quelli granoblastici quarzoso-feldspatici, quelli scuri sono i lepidoblastici ricchi in fillosilicati. Si noti che le piccole "faglie normali" vengono anche indicate come piani C', e che la foliazione principale può essere genericamente denominata come S (invece della normale lettera C). Si deve anche sottolineare il fatto che il disegno è il profilo della struttura di taglio, quindi è ortogonale all'asse principale Y dell'ellissoide della deformazione finita e contiene gli assi principali X e Z.

In Fig. 57 è illustrato il microfabric a *shear band* di un'anfibolite milonitica.

### Porfiroclasti e porfiroblasti asimmetrici

In una ZT i **porfiroclasti** (PC) sono granuli del protolite, di solito di taglia centimetrica o minore, che sono stati conservati sopravvivendo alla deformazione di taglio duttile sin-metamorfica. Possono essere rappresentati da monocristalli o da aggregati di cristalli di feldspato, quarzo, granato in protoliti magmatici o già metamorfici, ma anche da clasti di taglia maggiore in un protolite arenaceo a grana fine, da articoli di crinoidi dolomitizzati in un originario calcare a crinoidi, da piccole scaglie o *boudin* di costituzione più resistente, ecc.

Invece i **porfiroblasti** (PB) sono granuli grandi rispetto alla grana media della roccia, cresciuti per metamorfismo associato alla deformazione di taglio duttile. Possono essere rappresentati da monocristalli o da aggregati cristallini di feldspato, quarzo, granato, ecc. di origine metamorfica.

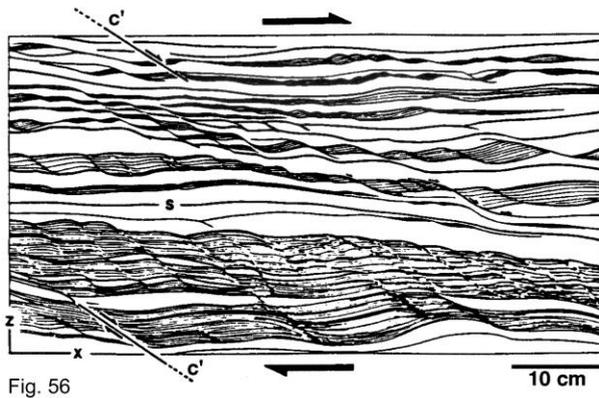


Fig. 56

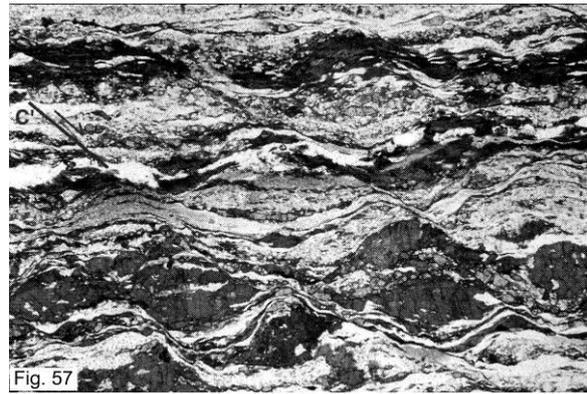


Fig. 57

Entrambi questi tipi di granuli sono più tenaci e resistenti della “matrice” che li contiene, inoltre di solito hanno taglia maggiore della grana mediamente fine di quest’ultima, cosicché essa può fluire viscosamente durante la deformazione di taglio trascinando e/o facendo rotolare i PC o PB come corpi relativamente più rigidi.

Spostamenti e soprattutto rotazioni determinano con facilità la nascita di particolari strutture attaccate a questi corpi rigidi o interne ad essi:

- **strutture a  $\sigma$**  e **strutture a  $\delta$**  sono costituite da PC e PB con delle apofisi dette “ali” (*wings*) o “code” allungate asimmetricamente nella direzione del flusso duttile;
- le ali si trovano sempre lungo la scistosità principale e sono costituite da granuli più piccoli dei PC/PB, sia derivati da frammenti di essi strappati, trascinati e riorientati, sia ricristallizzati dalla matrice, ma possono anche essere date da cristallizzazione metamorfica sin-cinematica di quarzo+fillosilicati;
- la differenza fra le due strutture si basa sulla disposizione geometrica delle ali rispetto alla linea di riferimento, passante per il centro del PC/PB e parallela alla scistosità principale della roccia;
- nelle strutture a  $\sigma$  le ali non attraversano la linea di riferimento, invece questo accade nelle strutture a  $\delta$  (Fig. 58);

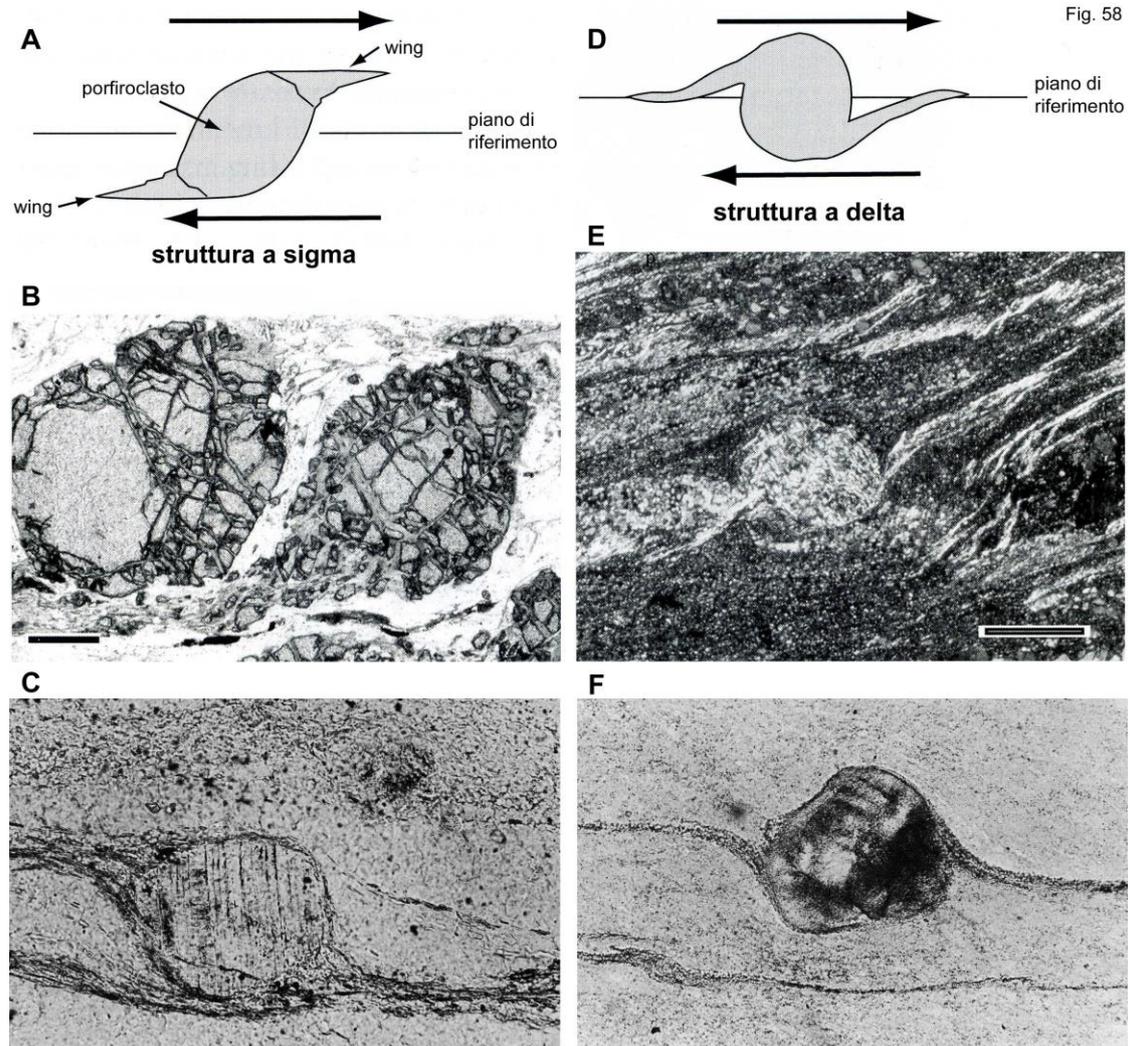


Fig. 58

- le strutture a  $\sigma$  sono caratteristiche di ZT con limitate deformazioni di taglio e con energia di ricristallizzazione maggiore della velocità di rotazione di PC/PB;
- invece le strutture a  $\delta$  si sviluppano se la deformazione di taglio è elevata e le rotazioni avvengono a velocità uguale o maggiore di quella delle ricristallizzazioni;
- un'altra differenza, direttamente connessa alle precedenti, è che nelle  $\sigma$  le ali sono più spesse che nelle  $\delta$ , soprattutto a ridosso di PC/PB.

In Fig. 58A, D compaiono disegni semplificati di strutture a  $\sigma$  e a  $\delta$  e sotto seguono esempi alla microscala di queste strutture:

- in Fig. 58B porfiroclasti a granato parzialmente retrocessi con sviluppo di clorite, intorno ai quali sono nate *wings* a piccoli granati, clorite e biotite e il tutto riproduce un indicatore a  $\sigma$  (il segmento di scala è 0,5 mm). Il senso del taglio è destro;
- in Fig. 58C un porfiroclasto di feldspato a  $\sigma$  con *wings* a quarzo e mica in una milonite (ingrandimento x200). Il taglio è sinistro;
- in Fig. 58E un porfiroclasto di feldspato fortemente retrocesso a sericite e quarzo, con *wings* lunghe e sottili, ben arcuate (il segmento di scala è 0,5 mm), il tutto è un indicatore a  $\delta$  con taglio ancora destro;
- in Fig. 58F struttura a  $\delta$  attorno a un porfiroclasto di plagioclasio in milonite (ingrandimento x200), con taglio sinistro.

### Porfiroclasti e porfiroblasti ruotati

Nelle ZT il frequente accrescimento metamorfico di PC e lo sviluppo di PB è accompagnato da loro rotazione in modo tale che di solito essi riescono ad intrappolare granuli e cristalli di altri minerali, che vengono dislocati lungo traiettorie incurvate (a causa della rotazione) dette ***inclusion trails***.

Confrontando le *inclusion trails* nei PC/PB con la disposizione degli analoghi minerali ricristallizzati all'esterno dei PC/PB, si ricostruisce facilmente il senso di rotazione di questi ultimi (Fig. 59):

- le inclusioni possono essere precedenti all'episodio deformativo oppure contemporanee ad esso;
- nel primo caso (Fig. 59A) abbiamo dei porfiroclasti le cui inclusioni sono rettilinee o comunque senza alcuna relazione geometrica e mineralogica con la struttura circostante. Queste inclusioni sono il segno di accrescimenti più vecchi dell'attuale fase tettonica, e per questo sono dette pretettoniche;
- se invece le relazioni geometriche e composizionali tra inclusioni e fabric esterno sono nette (Fig. 59B), allora è (quasi) certo che gli oggetti ruotati sono porfiroblasti e le inclusioni sono dette sintettoniche;
- in entrambi i casi di Fig. 59 l'indicazione cinematica dà una rotazione antioraria, quindi i tagli sono sinistri.

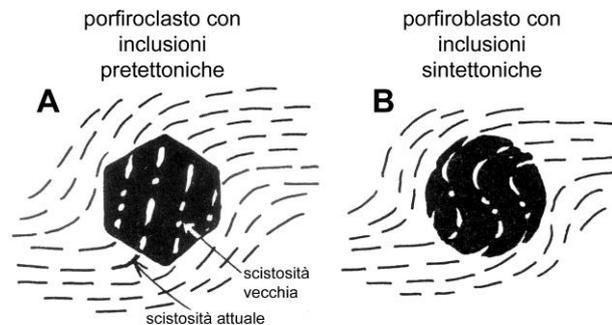
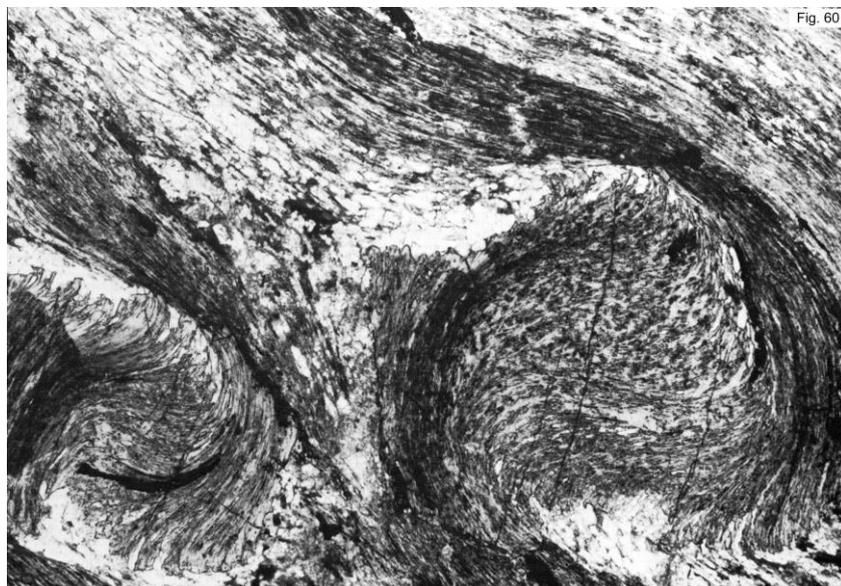


Fig. 59

Assesti mineralogici di questo tipo sono piuttosto frequenti e sono indicati come ***snowballs***, cioè oggetti che rotolano e si ingrandiscono progressivamente inglobando in sé altri oggetti, come le palle di neve che rotolano lungo un pendio. Si tenga conto che queste strutture possono coesistere o meno con le precedenti strutture ad apofisi asimmetriche, e viceversa. In Fig. 60 la sezione sottile mostra due granati con inclusioni sintettoniche indicative di taglio destro.



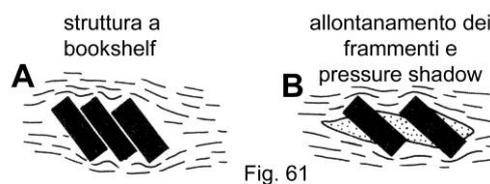
### Strutture a bookshelf

In inglese il nome completo di questo indicatore cinematico è *bookshelf sliding*, che significa “scivolamento di libri su un ripiano” (Fig. 61); più semplicemente in italiano queste geometrie si definiscono come **strutture a bookshelf** o **strutture a domino**, a qualunque scala si osservino.

Cristalli di minerali aventi forma prismatica più o meno regolare, ad esempio i feldspati, per deformazione possono spesso essere fratturati anziché subire modificazioni viscoplastiche a livello cristallino (*crystal-plastic mechanism of deformation*); se poi sono sottoposti a taglio insieme alla “matrice” che li contiene, i singoli frammenti vengono ruotati nella direzione del taglio, ma questo impone che tra le varie parti si attui un moto locale di taglio contrario a quello generale: proprio come accade a un gruppo di libri che scivolano su un ripiano (Fig. 61A).

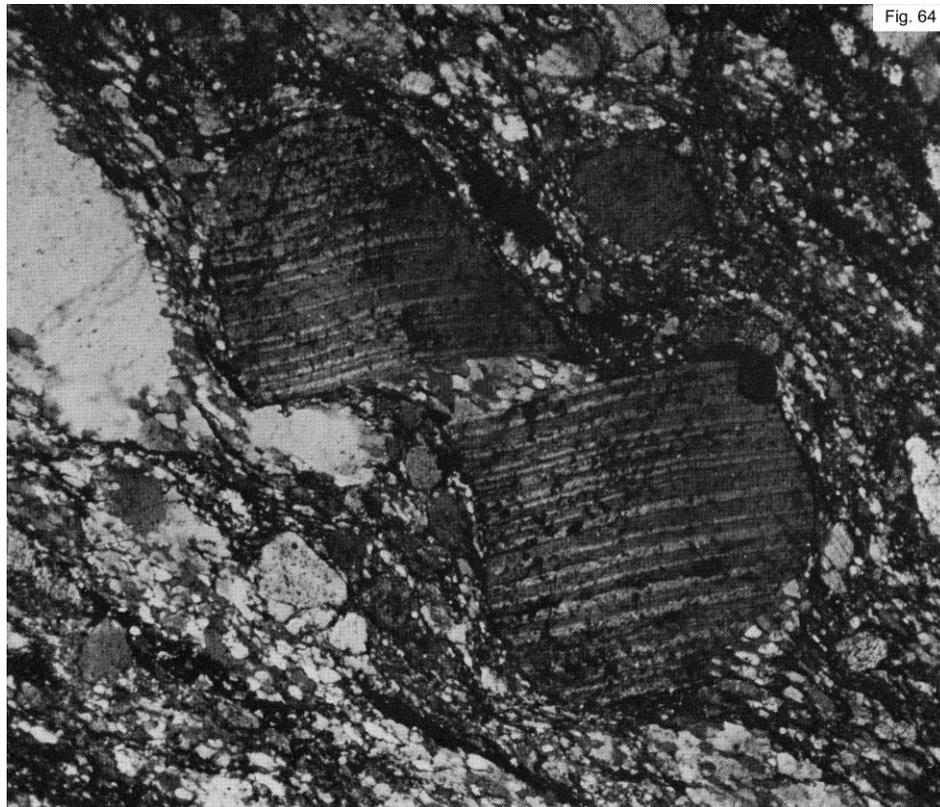
L’espressione struttura a *bookshelf* è più usata in osservazione microscopica, mentre alla meso- e megascala si preferisce parlare di strutture a domino:

- in Fig. 62 esempio di rotazione di piccoli blocchi di faglia in un livello calcareo, i tetti sono scesi verso destra rispetto ai corrispondenti muri, ma queste “faglie locali” si inseriscono in un taglio generale sinistro;
- la Fig. 63 mostra una chiara struttura a domino alla megascala con i blocchi di tetto scesi verso sinistra rispetto ai corrispondenti blocchi di muro, ma in una generale deformazione di taglio destro.



Tornando alla microscala, se la deformazione di taglio prosegue, essa può provocare la separazione dei frammenti e la nascita di strutture cristalline fibrose (*pressure shadow*) tra di essi, come schematicamente rappresentato in Fig. 61B. Questo fenomeno è assai comune a scala del microfabric:

- in Fig. 64 la foliazione dominante S/C è orientata da alto sinistra a basso destra;
- un cristallo di plagioclasio appare separato in due frammenti che, per deformazione di taglio lungo la S/C, sono stati spostati l'uno rispetto all'altro ad opera di un taglio destro;
- successivamente, con la progressione della deformazione di taglio, essi sono stati separati e si è aperto uno spazio tra i due parzialmente riempito da una *pressure shadow* di neoformazione;
- si noti che l'orientazione preferenziale dei cristalli della *pressure shadow* è la stessa della foliazione S/C, e il senso del taglio a scala dell'intera struttura risulta chiaramente destro.



**Strutture a mica fish ("fiocchi" di miche)**

Si tratta di porfiroclasti o porfiroblasti micacei per lo più presenti in miloniti, di dimensioni millimetriche o meno, con forma appiattita e allungata nei piani della foliazione S e disposti a piccolo angolo (10-15°) rispetto alla foliazione C (Fig. 65, due microfoto di rocce milonitiche a composizione quarzo-feldspatica e ricche di ben definiti *mica fish*).

Se un campione di milonite, formatasi in una zona di taglio e contenente dei *mica fish*, viene ruotato sotto la luce che illumina la C, questa mostra una caratteristica riflessione dei raggi luminosi da parte di numerose placchette micacee disposte quasi parallele al piano C e tutte rilucenti in una stessa posizione del campione.

Inoltre, di solito i cristalli di fillosilicati dei *mica fish* hanno le tracce di sfaldatura in posizione subparallela alla foliazione S: quindi è molto facile che, durante la deformazione di taglio, porzioni dei *mica fish* si distacchino e slittino verso in basso rispetto alla posizione iniziale (Fig. 66), con un movimento di tipo normale contrario alla cinematica generale della struttura, come già visto per le strutture a *bookshelf*.

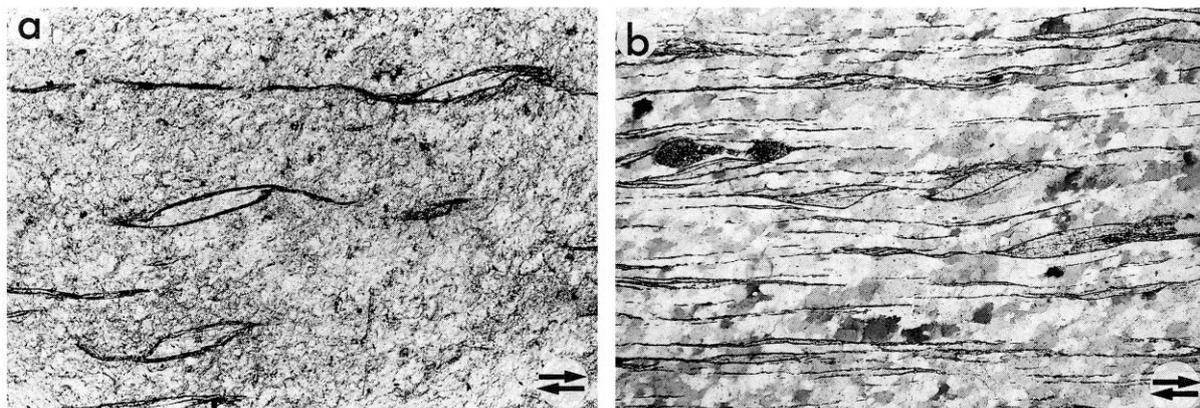
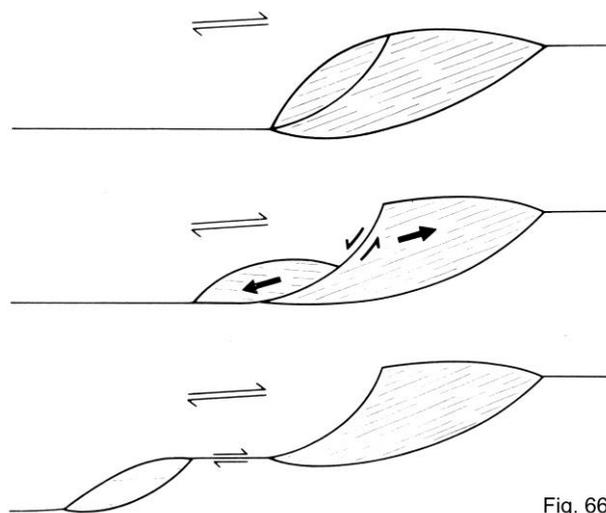


Fig. 65

Di conseguenza alcuni allineamenti di placchette micacee potrebbero essere generati da questa evoluzione progressiva della deformazione per dominante taglio semplice lungo le fasce milonitiche in rocce di idonea composizione mineralogica.



- o - o - o - o - o - o - o - o - o - o -

#### Riferimenti bibliografici

- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armoricain Shear Zone. *Jour. Str. Geol.*, 1, 31-42.
- Carreras J., White S.H., 1980. Preface to "Shear zones in rocks". *Jour. Str. Geol.*, 2, pp. 1.
- Hanmer S.K., Passchier C., 1991. Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada Paper 90-17, 1-73.
- Lister G.S., Snoke A.W., 1984. S-C mylonites. *Jour. Str. Geol.*, 6, 617-638.
- Passchier C., Simpson C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour. Str. Geol.*, 8, 831-843.
- Ramsay J.G., 1980. Shear zone geometry: a review. *Jour. Str. Geol.*, 2, 83-99.
- Ramsay J.G., Huber M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. Academic Press, 309-700.
- Simpson C., 1986. Determination of movement sense in mylonites. *Jour. Geol. Education*, 34, 246-261.
- Simpson C., Schmid S., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1281-1288.
- Viti C., Collettini C., 2009. Growth and deformation mechanisms of talc along a natural fault: a micro/nanostructural investigation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, DOI 10.1007/s00410-009-0395-4.

## 9. PIEGHE

### 9.1 GENERALITA' E DESCRIZIONI

In molte rocce sottoposte a deformazione molto spesso accade che superfici originariamente all'incirca piane vengano modificate in nuove strutture con geometrie curve chiamate **pieghe**.

Le pieghe sono forse la più comune ed ovvia manifestazione della deformazione duttile delle rocce, si tenga però conto che la loro assenza non significa che le rocce non abbiano subito deformazione pervasiva.

Esse si formano in condizioni molto variabili di (1) stress applicato, (2) pressione idrostatica, (3) pressione dei fluidi circolanti nei pori, (4) temperatura, ecc., com'è dimostrato dalla loro presenza sia in sedimenti non diagenizzati che in rocce metamorfiche, perfino come strutture primarie di flusso in alcune rocce eruttive.

Poiché la morfologia delle pieghe è molto variabile, nel tempo si è sviluppato un'ampia gamma di termini per descrivere queste strutture: la lista che segue è certamente incompleta, ma raccoglie le espressioni più comunemente usate.

In una superficie  $S$  piegata l'area con un piccolo raggio di curvatura, nota come **cerniera della piega**, è compresa tra due aree a raggio di curvatura maggiore, note come **fianchi della piega**.

In Fig. 67 le superfici  $S$  coinvolte sono più d'una, la zona di cerniera è quella puntinata, la zona dei fianchi è quella rigata, inoltre la superficie  $S_1$  passante per le linee di cerniera delle varie superfici  $S$  è definita come **superficie assiale della piega**. La linea parallela alla cerniera è l'asse della piega e, se questa è cilindrica (vedi più avanti), esso può avere una posizione qualsiasi lungo le superfici  $S$ .

In Fig. 2.1B appare il profilo della piega, una vera sezione geologica che è disegnata su un piano ortogonale all'asse della piega.

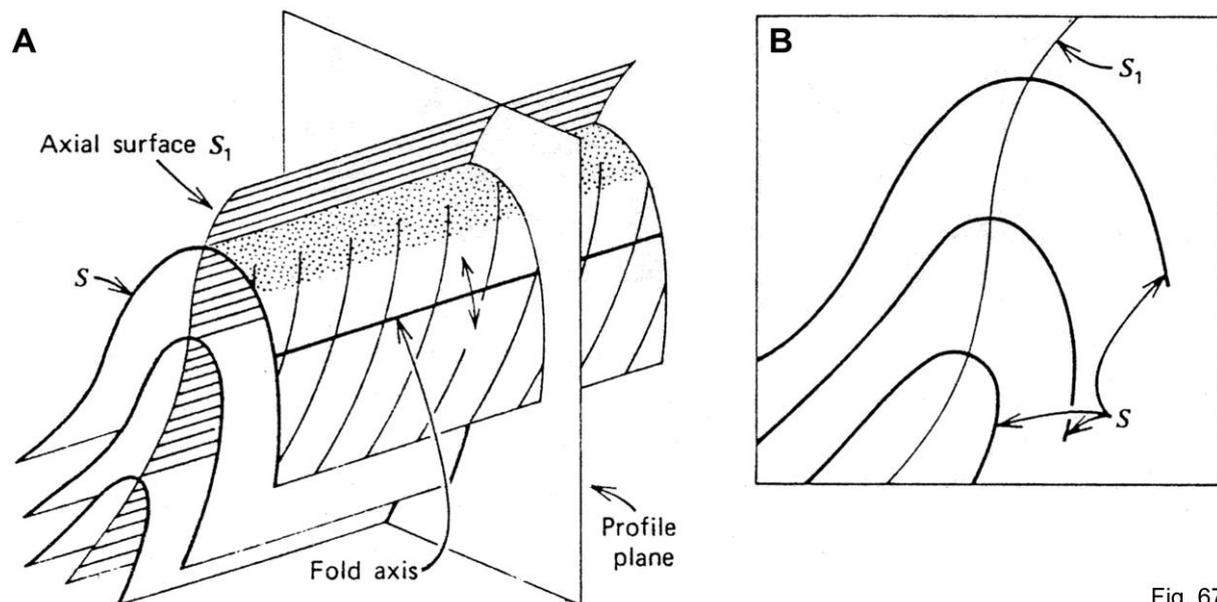


Fig. 67

Nel linguaggio parlato la dizione superficie assiale è ormai stata sostituita da quella di piano assiale. Bisogna però chiarire che questo è solo l'uso comune di un'espressione che può avere un significato non trascurabile nell'interpretazione di una piega. Infatti:

- se la superficie assiale è un piano inteso come superficie con ondulazioni trascurabili rispetto alla propria estensione, la piega è detta piana ed è interpretabile come il risultato di un'unica fase tettonica;
- se invece la superficie assiale ha ondulazioni che possono essere riferite a vere e proprie pieghe (in altre parole: se la superficie assiale è piegata) allora la piega è non piana,
- e questa circostanza indica la molto probabile esistenza di una deformazione non semplice detta polifasica, sviluppata attraverso almeno due fasi tettoniche successive nel tempo.

Le deformazioni polifasiche sono estremamente comuni nei sistemi orogenetici di qualsiasi età e generano numerosi casi di pieghe non piane e non cilindriche, che nel linguaggio comune sono indicate come pieghe

ripiegate. Tenendo conto di queste complicazioni, è ben comprensibile come la semplice e comoda espressione "piano assiale" vada usata solo nel suo significato descrittivo e non le debba mai essere attribuito il significato di planarità o meno della piega.

La piega di Fig. 67 è particolare poiché può essere generata per traslazione di un segmento di retta parallelamente a sé stesso, in modo che esso descriva la superficie ricurva. Per questa caratteristica la piega è detta cilindrica e in qualsiasi posizione la generatrice indica l'asse della struttura.

La forma più comune delle pieghe reali è quella non cilindrica (vedi più avanti); essa può però essere suddivisa in segmenti che si approssimano alla geometria cilindrica. In assetti plicativi molto complessi, come le strutture a duomi e bacini (vedi oltre), è più difficile identificare tratti cilindrici di pieghe: molto dipende dalle dimensioni della struttura.

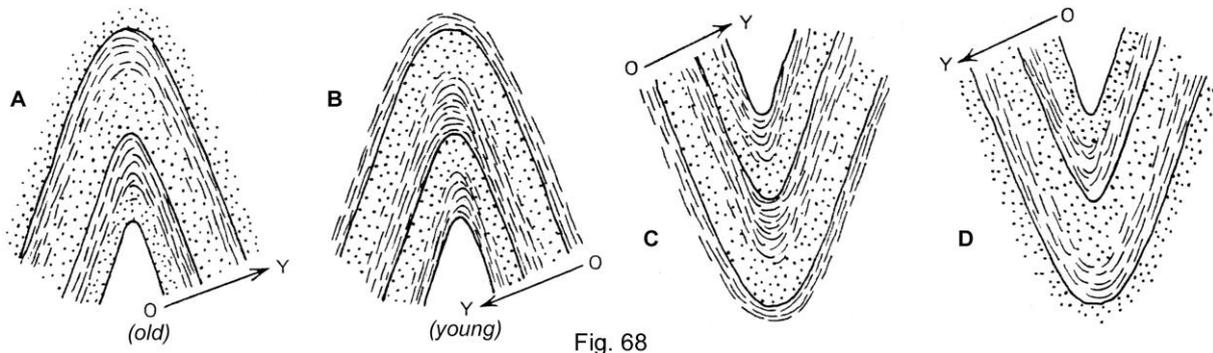
Sebbene le pieghe siano solitamente rappresentate come strutture cilindriche piane, come in Fig. 67, e sebbene possano apparire come tali in affioramento, dove di solito è esposta solo una piccola parte della loro estensione totale, è importante ricordare che esse sono in generale quasi sempre non piane e non cilindriche.

Seguono in rapida successione altre definizioni di caratteristiche che normalmente vengono utilizzate, insieme o singolarmente, per descrivere le pieghe.

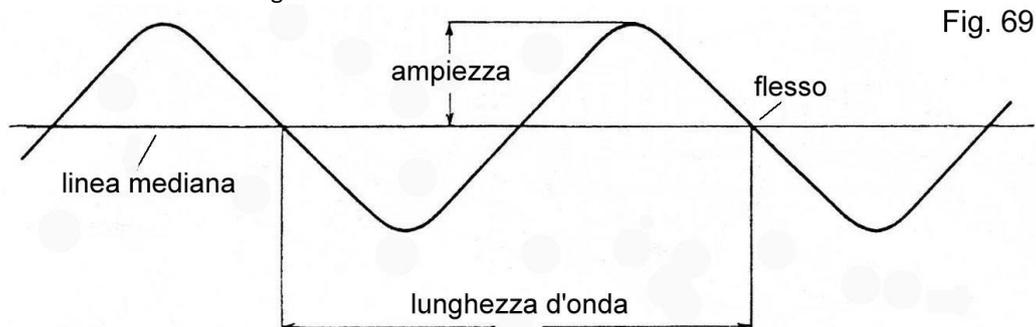
Una piega con fianchi convergenti verso l'alto è chiamata antiforme (Fig. 68A,B) ed una coi fianchi che convergono verso il basso è una sinforme (Fig. 68C,D).

Anticlinale e sinclinale sono termini che contengono anche un'annotazione stratigrafica: si riferiscono a pieghe in cui il nucleo è formato da strati della successione deformata rispettivamente più antichi ( $old = O$ ) e più giovani ( $young = Y$ ). Allora nella Fig. 68 in A è rappresentata un'anticlinale antiforme (detta semplicemente anticlinale), in B una sinclinale antiforme, in C una sinclinale sinforme (detta semplicemente sinclinale) ed in D un'anticlinale sinforme.

I termini anticlinale sinforme e sinclinale antiforme hanno a che vedere con gli assetti strutturali prodotti da piegamenti sovrapposti.



Un gruppo di pieghe in relazione genetica e spaziale è denominato sistema di pieghe (Fig. 69), caratterizzato dal fatto che dalle anticlinali si passa alle sinclinali senza soluzioni di continuità. In questa configurazione si definiscono i seguenti elementi:



- il flesso è il punto del livello piegato in cui il profilo della piega cambia curvatura da concava a convessa verso il basso (o viceversa);
- la linea che unisce i punti di flesso è detta linea mediana;
- l'ampiezza di una piega è la distanza minima tra punto di cerniera e il punto centrale del segmento di linea mediana compreso tra i due flessi della piega medesima;

- la lunghezza d'onda di una piega è la distanza tra due punti successivi di cerniera o di flesso.  
Poiché i sistemi di pieghe naturali sono per la maggior parte non periodici e molto raramente regolari, la posizione dei flessi, l'ampiezza e la lunghezza d'onda sono elementi descrittivi molto variabili sia lungo un sistema di pieghe, sia in pieghe lungo uno stesso piano assiale.

L'apertura di una piega prende in considerazione l'**angolo tra i fianchi** cioè l'**angolo  $i$**  tra le tangenti tracciate per i punti di flesso dei fianchi della piega in un profilo ortogonale alla cerniera (Fig. 70);

- in tema di apertura delle pieghe viene anche definito l'**angolo di piegamento (folding angle)**, come l'angolo  $\phi = (180^\circ - i)$  tra le ortogonali alle due precedenti tangenti, ma di solito non è utilizzato;

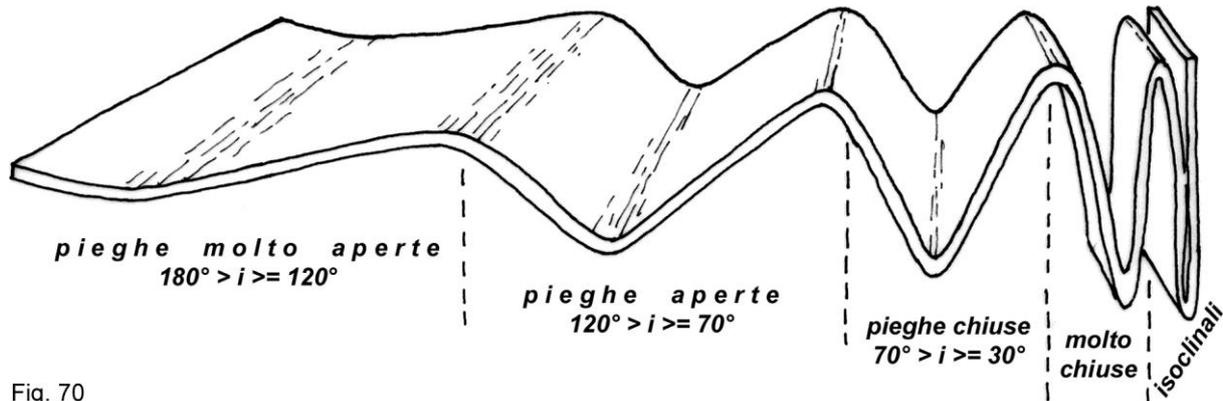


Fig. 70

- in base al valore dell'angolo  $i$  tra i fianchi, che può variare da  $180^\circ$  a  $0^\circ$ , si distinguono:
 

<b>pieghe molto aperte</b>	$180^\circ > i \geq 120^\circ$
<b>pieghe aperte</b>	$120^\circ > i \geq 70^\circ$
<b>pieghe chiuse</b>	$70^\circ > i \geq 30^\circ$
<b>pieghe molto chiuse</b>	$30^\circ > i > \text{pochi gradi}$
<b>pieghe isoclinali</b>	$\text{pochi gradi} > i$
- per la precisione, **piega isoclinale** significa che i fianchi di questa piega hanno la stessa (= iso-) inclinazione (= -clinale) e la stessa immersione, cioè sono paralleli-subparalleli tra loro e, di conseguenza, anche al piano assiale della struttura;
- quindi, in quest'ultimo caso  $i$  dovrebbe essere di  $0^\circ$ , ma nelle descrizioni usuali pieghe con aperture fino a  $5-7^\circ$  sono dette isoclinali;
- le classi di apertura sopra elencate sono sempre valide qualunque sia l'orientazione dell'asse e del piano assiale della piega, e possono essere usate per descrivere una sola piega (..... la piega affiorante nel punto tal-dei-tali ha geometria ..... e apertura .....) oppure un sistema di pieghe (..... l'apertura media delle strutture plicative della zona pinco-pallo è .....).

Quando pieghe di piccole dimensioni si trovano lungo i fianchi o in cerniera di pieghe più grandi, esse sono chiamate pieghe parassite o drag folds, definite come pieghe di secondo ordine associate a pieghe di primo ordine (Fig. 71).

Le parassite arricchiscono e complicano la geometria delle strutture maggiori, per descrivere le quali è più conveniente e corretto prendere in considerazione l'andamento generale della superficie piegata:

- ad esempio, se quest'ultima è deformata da un sistema di pieghe molto chiuse, spesso è più utile descrivere questo assetto in termini di superficie di involuppo delle varie pieghe;
- ciò significa dare la giacitura **non** di alcune particolari posizioni della struttura a pieghe, ma quella della superficie d'involuppo tangente alle cerniere di alcune o di tutte le pieghe presenti;
- la scelta delle pieghe da involuppare è suggerita dal dettaglio necessario a descrivere le strutture;
- così, in Fig. 71 la superficie A involuppa le pieghe di primo ordine e fornisce l'orientazione regionale della struttura, mentre nelle aree I e II la superficie B involuppa le pieghe di secondo ordine (parassite) e dà la giacitura dei fianchi delle pieghe maggiori.

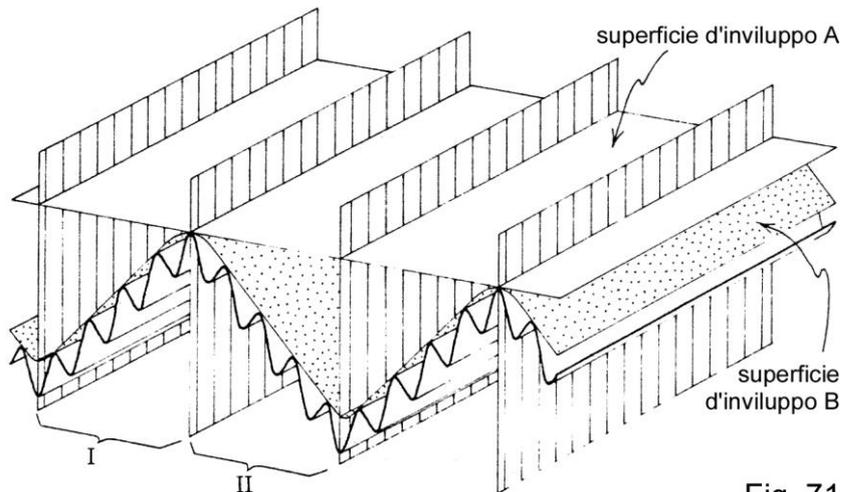


Fig. 71

Consideriamo ora il segmento dal punto di cerniera al punto centrale della linea mediana:

- quando esso è ortogonale alla linea mediana la piega è simmetrica (Fig. 72A);
- in questo caso il segmento biseca l'angolo tra i due fianchi, rappresenta la traccia del piano assiale, infine divide la piega in due parti specularmente identiche e nelle quali i fianchi hanno lunghezza uguale, caratteristica che giustifica l'aggettivo "simmetria" dato alla piega;
- invece, una piega è asimmetrica quando il precedente segmento è obliquo rispetto alla mediana (Fig. 72B,C), e quindi le due parti in cui è divisa la piega non sono identiche e, soprattutto, è possibile distinguere un fianco lungo e un fianco corto;
- inoltre in questo caso non è detto che il segmento coincida con la traccia del piano assiale, anzi in generale non è così.

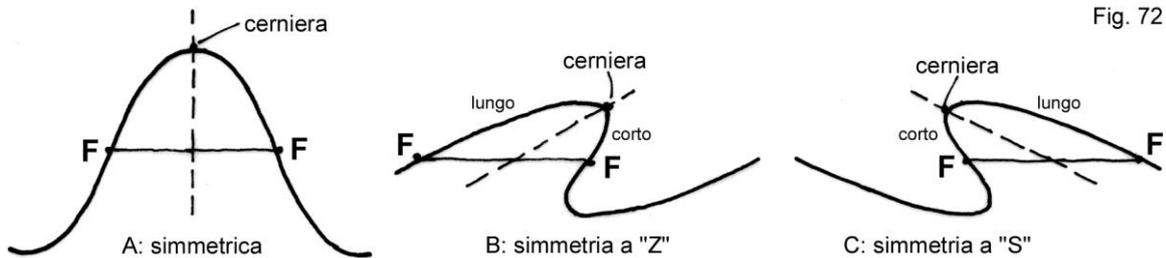


Fig. 72

In pratica è come se, passando dalla geometria simmetrica a quella asimmetrica, si realizzi una graduale rotazione dei fianchi (vedi avanti); ed è naturale affermare che, guardando il profilo delle strutture, una piega può essere asimmetrica verso destra o in senso orario (Fig. 72B), oppure verso sinistra o in senso antiorario (Fig. 72C). Ma nell'affermare questo si deve fare attenzione a quanto segue:

- **è obbligatorio osservare il profilo delle due pieghe asimmetriche nella stessa direzione!**
- se infatti la piega di Fig. 72C, con asimmetria antioraria, fosse guardata nell'altra direzione, essa risulterebbe asimmetrica oraria;
- la stessa cosa per la piega di Fig. 72B;
- ben si capisce che una disattenzione del genere può creare grande confusione nel descrivere le geometrie delle pieghe, ma soprattutto ha conseguenze gravi circa le indicazioni cinematiche che esamineremo tra breve;
- per evitare questa banale "svista" (più frequente di quanto si creda ..... ) viene adottata la **convenzione di guardare le pieghe verso la direzione d'immersione dei loro assi**, in modo da avere per tutte un solo punto d'osservazione;
- e se gli assi sono orizzontali si deve specificare verso quale direzione geografica (azimut) le pieghe sono **esaminate**, le espressioni sono tipo questa: "..... osservando le pieghe verso la direzione ENE esse risultano asimmetriche ..... così e così".

Essendo quindi ben certi di osservare le pieghe asimmetriche nella stessa direzione, c'è un modo più semplice di discriminare i due casi:

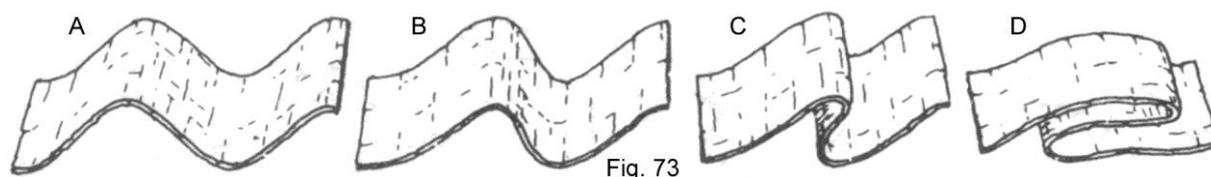
- si dice che la piega asimmetrica verso destra o in senso orario ha simmetria a Z, e che la piega asimmetrica verso sinistra o in senso antiorario ha simmetria a S;
- perché queste due indicazioni "alfabetiche"?

- perché in due pieghe asimmetriche orarie consecutive, ad esempio un'antiforme e una sinforme (Fig. 72B), i due fianchi lunghi sono rivolti verso l'alto e poco inclinati verso sinistra, e sono raccordati da un fianco corto molto inclinato, che può essere ancora rivolto verso l'alto oppure rivolto verso il basso (rovesciato, vedi oltre),
- cioè abbiamo una disposizione dei tre fianchi identica ai tre segmenti della lettera Z;
- se le posizioni dei fianchi si invertono specularmente rispetto alla verticale (come in Fig. 72C), abbiamo che un'antiforme e una sinforme asimmetriche antiorarie consecutive hanno i fianchi disposti come i tre tratti della lettera S.

Anche le pieghe simmetriche sono spesso etichettate con due lettere e si dice comunemente che hanno simmetria a M o a W, ma queste espressioni saranno più chiare quando illustreremo il significato delle pieghe parassite.

Se ora consideriamo i rapporti angolari tra il piano assiale e la superficie orizzontale, possiamo stabilire quattro categorie fondamentali nella geometria delle pieghe:

- **pieghe simmetriche** (Fig. 73A) sono quelle della configurazione di partenza a PA verticali, ed hanno caratteri identici a quelli già visti in Fig. 72A;
- **pieghe asimmetriche** (Fig. 73B): i PA lasciano la verticale e ruotano assumendo una forte inclinazione rispetto all'orizzontale. Di conseguenza il fianco comune alle due pieghe ruota un po' avvicinandosi alla verticale e si raccorcia, mentre gli altri due ruotano nello stesso senso divenendo meno inclinati e si allungano;
- **pieghe ribaltate o rovesciate (*overturned folds*)** (Fig. 73C): i PA ruotano ancora fino ad inclinazioni minori rispetto al caso precedente, tanto che il fianco corto raggiunge e supera la verticale, i fianchi lunghi diventano meno inclinati, la asimmetria della struttura aumenta e le pieghe diventano chiuse;
- una conseguenza di particolare rilievo, da ricordare in modo chiaro, è che, immaginando di passare dalla piega asimmetrica a quella rovesciata, in corrispondenza del fianco corto comune alle due pieghe per la prima volta la sequenza sedimentaria originalmente diritta arriva ad essere prima verticale e poi rovesciata. Questo significa che l'originale successione stratigrafica "vecchio sotto e giovane sopra" viene prima verticalizzata e poi invertita, cosicché ora abbiamo "giovane sotto e vecchio sopra";
- **pieghe coricate (*recumbent folds*)** (Fig. 73D): i PA arrivano a inclinazioni medio-basse (meno di 40-35°) cosicché il fianco corto ruota verso l'orizzontale e i fianchi lunghi sono ancor meno inclinati. Entrambi i fianchi sono quasi paralleli tra loro e ai piani assiali, la struttura è fortemente asimmetrica e assume una posizione generale "sdraiata";
- queste pieghe arrivano ad essere molto chiuse (praticamente isoclinali) e con cerniere tendenti alla forma acuta, inoltre negli affioramenti reali le zone di cerniera occupano aree molto limitate, mentre al contrario i fianchi formano settori molto ampi.



In pieghe con PA verticale le linee di cerniera passano rispettivamente attraverso il punto più alto e più basso di antiformi e sinformi. In generale questo non si riscontra nelle pieghe rovesciate e coricate, nelle quali il punto più elevato è chiamato cresta e quello più basso fossa o solco.

Un importante argomento è la cosiddetta **vergenza di una piega**, un concetto che dà informazioni dirette sugli spostamenti che hanno creato una certa piega, con particolare riguardo alla geometria asimmetrica:

- in Fig. 72 abbiamo già visto che, se confrontiamo la piega simmetrica (A) con la asimmetrica verso destra (B), il fianco destro della prima è ruotato in senso orario, inoltre esso si è raccorciato mentre gli altri fianchi si sono allungati;
- in questo scenario si definisce **vergenza** la orientazione (direzione e verso) del senso di rotazione subita dal fianco corto di pieghe asimmetriche;
- cioè la piega (B) ha vergenza verso destra e la (C) verso sinistra, mentre le immagini di Fig. 73A-D rappresentano lo sviluppo progressivo della vergenza verso destra di pieghe sempre più asimmetriche;
- nel profilo di una piega la vergenza può essere rappresentata come un vettore, disegnato sopra il profilo, avente direzione orizzontale e verso coincidente con la componente superiore di rotazione del fianco corto della piega asimmetrica.

Nel descrivere la struttura a pieghe di una certa regione, la vergenza viene espressa con frasi del tipo "..... nella regione le pieghe mostrano vergenza nord-orientale .....", ".... tutte le pieghe sono rovesciate verso WNW .....", ecc.

Queste indicazioni azimutali indicano le aree geografiche verso le quali le pieghe sono ribaltate o coricate, e queste aree sono in genere rappresentate dalle zone di avampaese (*foreland*) dei sistemi orogenetici, verso le quali si è attuato il trasporto tettonico associato allo sviluppo delle pieghe e dei sovrascorrimenti regionali.

Un'ultima, fondamentale considerazione:

- un sistema orogenetico è sempre il risultato di una complicata evoluzione deformativa che si realizza in più fasi tettoniche, le più giovani sovrapposte alle più vecchie nello spazio e nel tempo;
- è quindi sempre possibile rilevare assetti plicativi complessi, caratterizzati dal sovrapporsi di piegamenti successivi ciascuno con strutture rovesciate e coricate;
- in questo caso, noto con la semplice espressione di "pieghe ripiegate" (vedi più avanti), il concetto di vergenza del vecchio piegamento non è più definibile in modo diretto;
- si devono prima capire e descrivere geometrie e vergenze del piegamento più giovane (la "seconda fase") così da poter eliminare la deformazione associata ad esso;
- questo permette di restaurare la struttura a pieghe più antica e solo su questa restaurazione possiamo parlare in modo attendibile di geometrie e vergenze della "prima fase".

## 9.2 FORME DELLE PIEGHE

Osservate in profilo le pieghe possono rivelare forme molto variabili soprattutto in rapporto alla geometria delle cerniere (Fig. 74):

- abbiamo pieghe arrotondate e acute (Fig. 74A,B) a seconda della curvatura delle rispettive cerniere, ed entrambe variamente aperte;
- fianchi planari e cerniere ristrette e acute caratterizzano le pieghe a kink (Fig. 74C);
- se i fianchi di queste ultime sono lunghi uguali, le pieghe a *kink* sono simmetriche e vengono dette pieghe a chevron (= il "baffo" del grado di caporale);
- invece quando le pieghe a *kink* sono marcatamente asimmetriche (Fig. 74D), i fianchi corti possono essere tanto corti da permettere di individuare, nell'intera struttura, delle zone ristrette dette kink band, limitate dalle tracce ben identificabili dei piani assiali di due pieghe contigue;
- in questi casi non è raro incontrare delle kink band coniugate (Fig. 74E,F);
- più in generale si possono avere anche pieghe coniugate e l'esempio più tipico è quello delle cosiddette box folds (Fig. 74G);
- in non pochi casi le pieghe possono avere al loro interno porzioni piegate con PA diversamente orientati, denominate pieghe policlinali (Fig. 74H);
- infine si possono avere pieghe disarmoniche (Fig. 74I), soprattutto in caso di strati più competenti di diverso spessore alternati a livelli relativamente meno competenti.

## 9.3 CLASSIFICAZIONE DI RAMSAY DELLE PIEGHE

La classificazione di Ramsay (1967) si basa su alcuni caratteri geometrici ben riconoscibili nelle pieghe, che possono essere misurati e che quindi non soffrono della "interpretazione" dell'osservatore: per questo il metodo di Ramsay è uno dei più affidabili ed usati.

In una piega che deforma uno strato, quest'ultimo appare limitato dalle curve interna ed esterna corrispondenti rispettivamente alle sue originarie superfici inferiore e superiore. In questo quadro (Fig. 75) compaiono gli elementi geometrici necessari alla classificazione di Ramsay:

- linee isogone (dip isogons): sono segmenti che uniscono punti delle due superfici piegate nei quali esse hanno uguale inclinazione rispetto all'orizzontale;

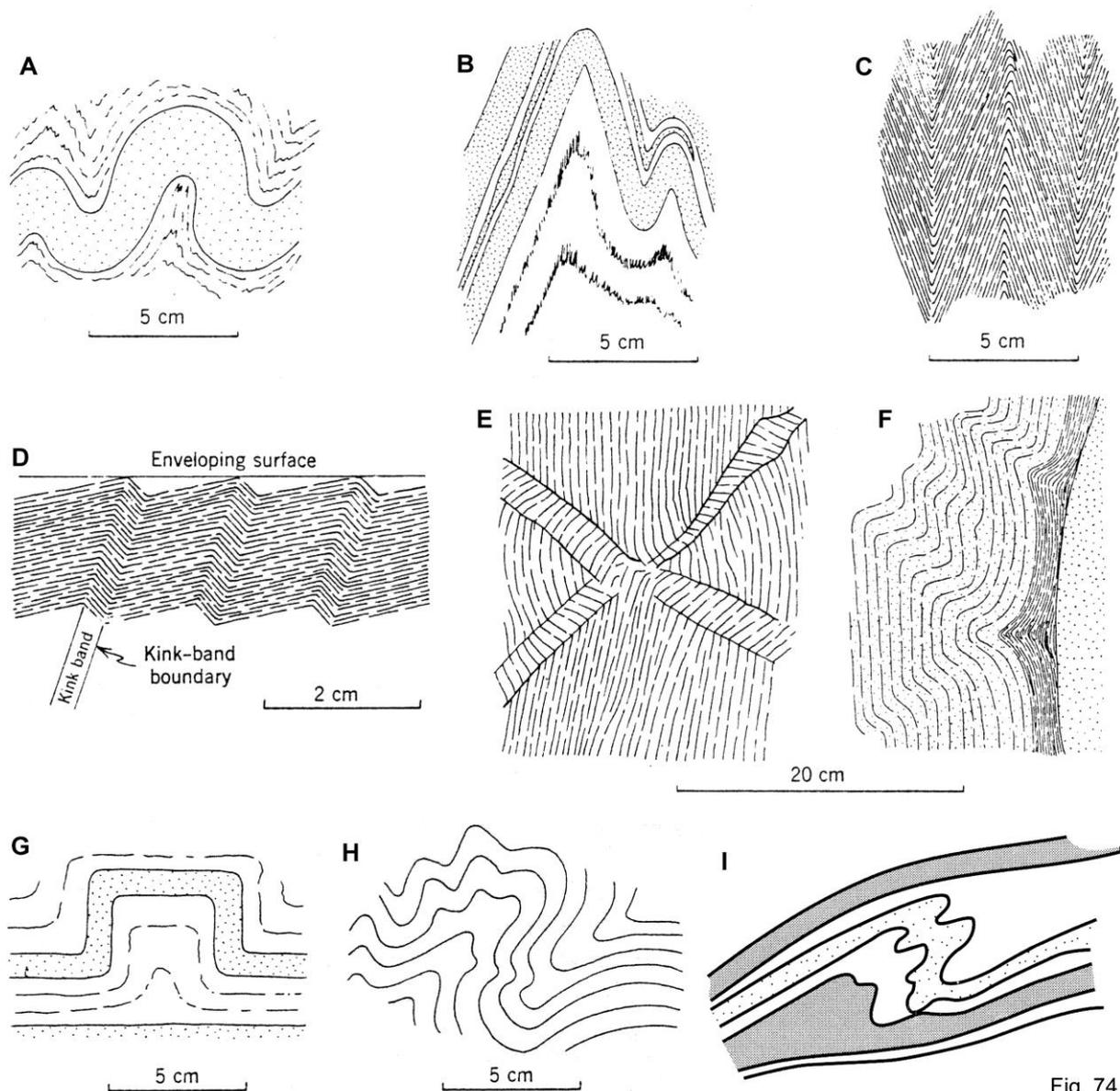


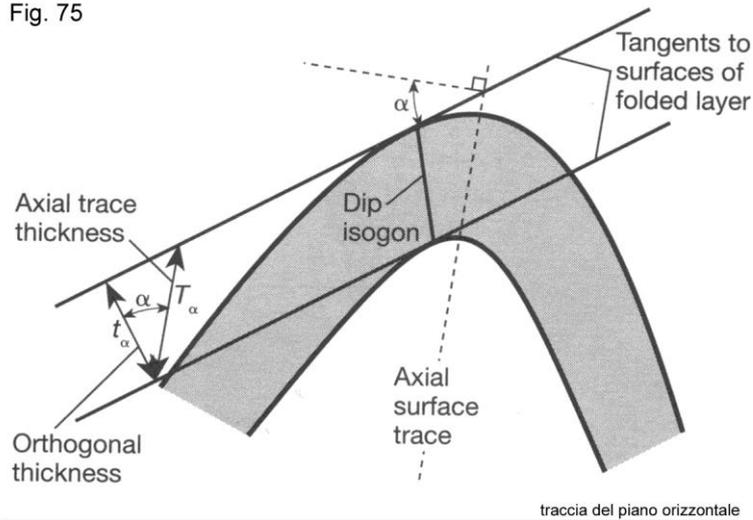
Fig. 74

- questi punti si individuano tracciando una linea retta tangente alla curva esterna, e poi un'altra linea parallela alla precedente ma stavolta tangente alla curva interna;
- l'**angolo  $\alpha$**  è l'angolo tra queste tangenti e la normale alla traccia del piano assiale della piega;
- **lunghezza  $t_\alpha$** : è la misura della distanza tra le due tangenti suddette (**orthogonal thickness**) e nel caso generale **non** coincide con lo spessore dello strato;
- **lunghezza  $T_\alpha$** : è la misura del segmento tra le medesime tangenti ma parallelo alla traccia del piano assiale (**axial trace thickness**);
- tra le due lunghezze c'è questa relazione:  $t_\alpha = T_\alpha \cos\alpha$ .

Definite le isogone come sopra, se osserviamo la loro orientazione all'interno dello strato piegato possiamo riconoscere **tre casi**:

- **isogone convergenti verso l'intradosso (= nucleo) della piega = Classe 1** (A, B e C) di Fig. 76, la curvatura della superficie interna è sempre maggiore della curvatura di quella esterna;
- **isogone parallele = Classe 2** di Fig. 76, le curvature delle pieghe interna ed esterna sono uguali, inoltre si noti che le isogone sono anche tutte parallele al PA della piega;
- **isogone convergenti verso l'estradosso della piega = Classe 3** di Fig. 76, la curvatura della piega interna è sempre minore della curvatura di quella esterna (l'estradosso è identificabile con la zona di cerniera lungo la curva esterna).

Fig. 75



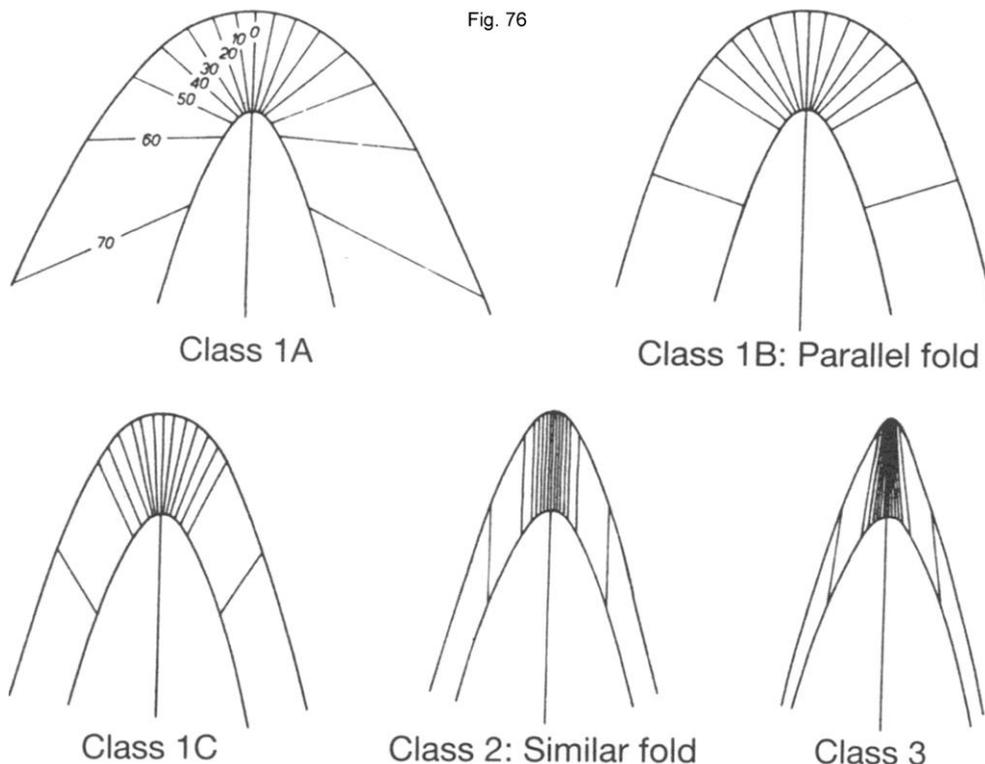
A questo punto il metodo di Ramsay prende in considerazione la variazione della lunghezza  $t_\alpha$  lungo il livello piegato, variazione che interessa solo la Classe 1 e che permette di dividerla in tre classi:

- **la lunghezza di  $t_\alpha$  aumenta dalla zona di cerniera a quelle dei fianchi** = **Classe 1A** di Fig. 76;
- **la lunghezza di  $t_\alpha$  è costante nelle varie posizioni della piega** = **Classe 1B** di Fig. 76;
- **la lunghezza di  $t_\alpha$  diminuisce dalla zona di cerniera a quelle dei fianchi** = **Classe 1C** di Fig. 76.

Le pieghe delle cinque classi mostrano stili e caratteri geometrici piuttosto diversi:

- in Classe 1A le pieghe hanno cerniere meno spesse dei fianchi;
- in Classe 1B le pieghe sono caratterizzate da spessore costante del livello piegato in tutti i punti della piega, carattere esclusivo delle **pieghe parallele**;
- la Classe 1C è quella delle pieghe con i livelli leggermente ispessiti in cerniera rispetto ai propri fianchi;
- in Classe 2 le pieghe hanno ispessimento più pronunciato in cerniera e fianchi abbastanza assottigliati, queste sono le **pieghe simili** caratterizzate da profilo costante per tutti i livelli deformati;
- infine, le pieghe della Classe 3 sono a cerniere molto ispessite e fianchi molto assottigliati.

Fig. 76



Tra questi tipi qualche ulteriore commento meritano le pieghe parallele e le pieghe simili:

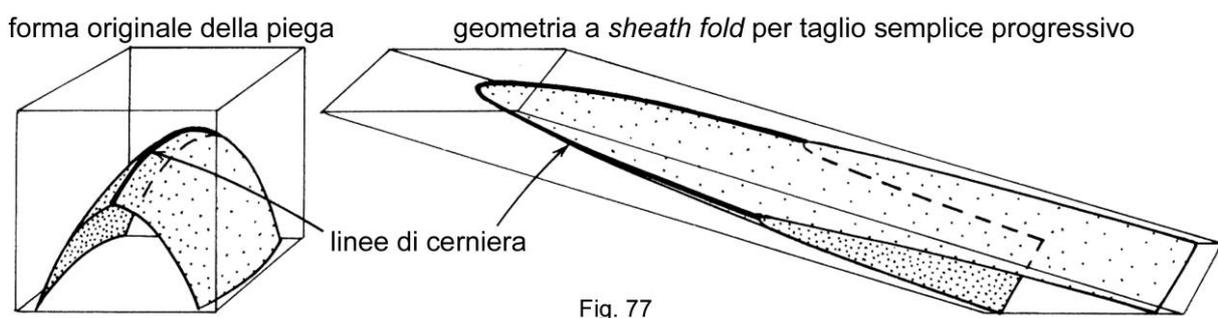
- ad una piega parallela (anticlinale o sinclinale che sia) è chiaramente associato un problema di spazio, nel senso che al suo nucleo ad un certo punto diventa impossibile mantenere lo spessore dei livelli piegati per mancanza di spazio;
- in questa circostanza il nucleo della piega assume forma a cuspidi molto stretta, nella quale è ospitata parte dell'ultimo strato che può "entrare" nel nucleo, e poco oltre la piega scompare perché i livelli che seguono non trovano più spazio e quindi sono costretti a disaccoppiarsi da quelli piegati sovrastanti (antiforme) o sottostanti (sinforme) lungo un contatto tettonico di scollamento;
- invece una piega simile vede cambiare lo spessore dei livelli piegati, che si assottigliano nei fianchi e si ispessiscono in cerniera, ma questo consente di mantenere una forma costante con identiche curvature lungo ogni strato piegato;
- in questo modo la geometria della piega simile può essere ripetuta indefinitamente verso sia il nucleo che l'estradosso di antiformi e sinformi, senza problemi di spazio.

Torniamo brevemente alla geometria cilindrica:

- sia le pieghe parallele che quelle simili possono essere realizzate da una linea materiale che venga mossa nello spazio sempre parallelamente a sé stessa,
- di conseguenza esse possono essere annoverate tra le pieghe cilindriche, pur solo per brevi tratti lungo i loro sviluppi longitudinali;
- al contrario, le pieghe non cilindriche sono quelle che non si possono formare per spostamenti di una linea parallelamente a sé stessa;
- questo fatto comporta che, se osserviamo dei profili in serie di una piega non cilindrica, la geometria di questa cambia spostandosi lungo la cerniera perché queste pieghe hanno geometrie tridimensionali complesse.

Tra le non cilindriche ricordiamo due tipi:

- piega conica, le superfici piegate hanno la forma di porzioni di cono e convergono tutte in un punto al di là del quale la piega non esiste più;
- **attenzione**: questa geometria 3-D non deve essere confusa con una piega cilindrica ad asse inclinato, perché questa continua al di sotto della superficie topografica oltre il punto di convergenza dei fianchi (in questo caso la convergenza è solo apparente);
- invece la piega conica scompare in corrispondenza del vertice del "cono" nel senso che il raccorciamento rappresentato dalla piega diminuisce lungo la cerniera e a un certo punto si azzera;
- le pieghe coniche sono comuni nelle zone di *tip* di faglie;
- piega a guaina (sheath fold) (Fig. 77) avente geometria 3-D rappresentabile con forme come un sacchetto, una fodera di pugnale, ecc;



- pieghe del genere sono tipiche di volumi rocciosi sottoposti ad intense deformazioni di taglio come le fasce di taglio e i *belt* milonitici, tuttavia possono svilupparsi anche al di fuori di tali strutture regionali;
- esse possono nascere per deformazioni progressive di taglio molto elevate ( $R_{xz} > 10$ , vedi ellissoide della deformazione finita e diagramma di Flinn) a carico di pieghe con zone di cerniera inizialmente non rettilinee,
- ma forme tipo *sheath fold* possono essere create anche per sovrapposizione di pieghe successive (vedi prossimo paragrafo), queste hanno però un significato cinematico differente dalle autentiche *sheath fold*.

## 9.4 PIEGAMENTI SOVRAPPOSTI

I piegamenti sovrapposti sono molto comuni in vaste aree delle catene orogenetiche e, in genere, in tutti quei contesti geologici che hanno subito più di un evento di deformazione duttile.

In queste situazioni è estremamente facile imbattersi in assetti strutturali complessi caratterizzati da interferenza di pieghe, per descrivere i quali alcune espressioni usuali sono "pieghe ripiegate", "fianchi diritti e rovesciati ripiegati", "piani assiali, foliazioni, lineazioni e assi delle pieghe di prima generazione deformati da pieghe di seconda fase", ecc.

... "seconda fase" ..... cosa significa? Parlando di piegamenti sovrapposti è inevitabile definire il concetto di fase tettonica o fase deformativa:

- una fase tettonica è un intervallo di tempo più o meno lungo durante il quale in un certo settore della crosta si sono sviluppate delle strutture secondarie di vario tipo come risposta a campi di forze che hanno stressato e quindi deformato le rocce;
- se le condizioni erano favorevoli, la fase tettonica ha generato sistemi di pieghe con caratteristiche distintive (orientazione degli elementi strutturali, stile, vergenza, ecc.);
- se la fase tettonica è la prima ad interessare il settore crostale in esame, essa è etichettata come  $D_1$ , dove **D** sta per **deformation** e **1** indica **prima fase tettonica**, prima deformazione;
- anche le strutture sviluppate dalla fase  $D_1$  sono designate con il suffisso 1,  $F_1 = \text{pieghe (folds) di } \dots$ ,  $PA_1 = \text{piani assiali di } \dots$ ,  $A_1 = \text{assi di } \dots$ ,  $S_1 = \text{foliazione di } \dots$ ,  $L_1 = \text{lineazioni di } \dots$ ;
- di che cosa? **di prima fase**.

Naturalmente la seconda fase tettonica è  $D_2$ , con le sue  $F_2$ ,  $S_2$ , ecc. ecc., e la terza fase è  $D_3$ , ecc. ecc. Ed ecco perché in generale è corretto ed esplicativo l'uso dell'espressione "..... di seconda fase ....." per parlare di alcune geometrie in strutture polideformate.

Nel 1967 Ramsay ha elaborato un quadro di classificazione dei casi d'interferenza tra due piegamenti successivi sulla base delle orientazioni reciproche di assi e piani assiali delle pieghe di prima e di seconda generazione:

- il **Tipo 0** (Fig. 78A) prevede che gli  $A_1$  e gli  $A_2$  siano orizzontali e paralleli, e che i  $PA_1$  e i  $PA_2$  siano verticali e di nuovo paralleli;
- il risultato è che le  $F_1$  vengono semplicemente accentuate, tanto che le pieghe finali sono indistinguibili da quelle generate da una sola fase;

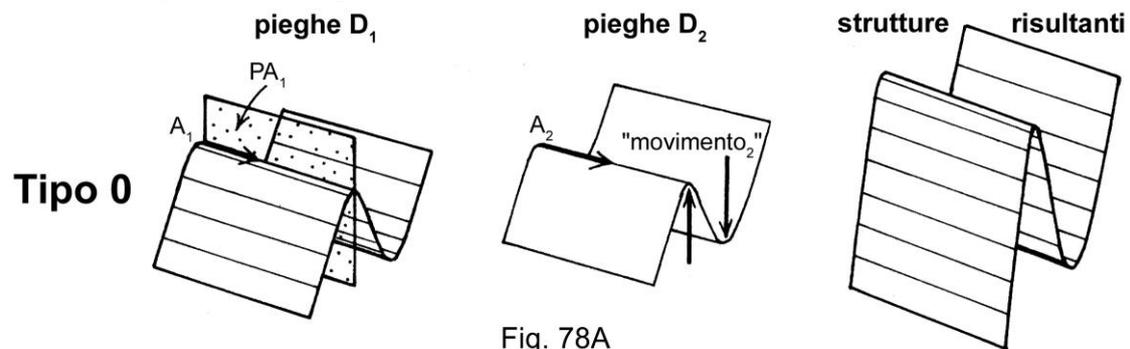


Fig. 78A

- il **Tipo 1** (Fig. 78B) ha  $A_1$  e  $A_2$  ancora orizzontali ma ortogonali tra loro,  $PA_1$  e  $PA_2$  ancora verticali ma anch'essi reciprocamente ortogonali;
- si sviluppa una geometria 3-D che è classicamente detta "a cartone d'uova", caratterizzata da zone prominenti ("duomi") e depresse ("bacini") e tale che ogni "duomo" è contornato da 4 "bacini" e ogni "bacino" ha intorno 4 "duomi";

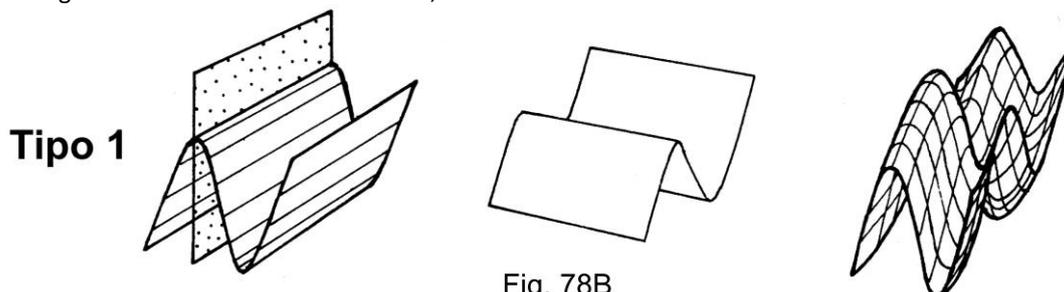
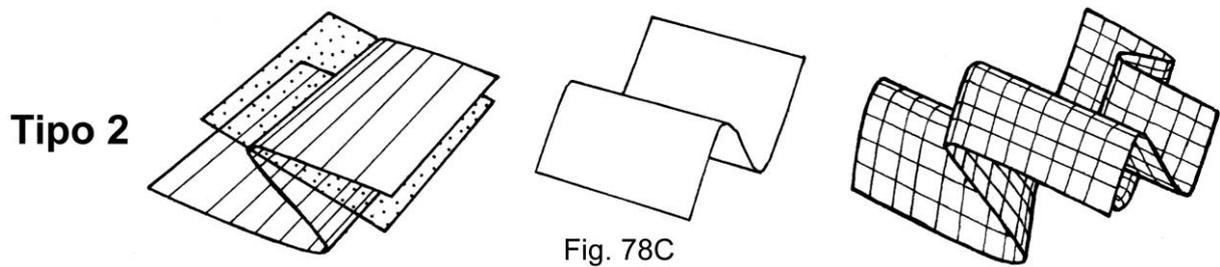
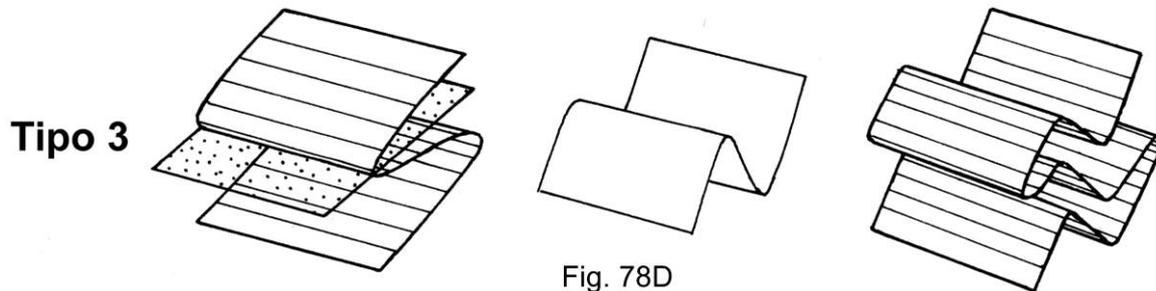


Fig. 78B

- il **Tipo 2** (Fig. 78C) contempla  $A_1$  e  $A_2$  orizzontali e ortogonali,  $PA_2$  verticale e  $PA_1$  orizzontale o poco inclinato, ma con la propria direzione ortogonale a quella del  $PA_2$ ;
- ne nasce una geometria 3-D ancora conformata "a cartone d'uova" ma con forme coricate di "duomi" e "bacini", e se sezioniamo questa struttura (ad esempio per erosione) otteniamo delle figure a boomerang o a fungo più o meno regolari;



- infine il **Tipo 3** (Fig. 78D) ha  $A_1$  e  $A_2$  orizzontali e di nuovo paralleli,  $PA_2$  verticale e  $PA_1$  orizzontale o poco inclinato, ma con direzione parallela a quella del  $PA_2$ ;
- si sviluppano così delle geometrie molto regolari e facili da riconoscere negli affioramenti naturali.



## 9.5 CINEMATICA DELLE PIEGHE

Accettato il fatto che una piega è frutto di deformazione, la cinematica del piegamento si occupa di ricostruire movimenti e le distorsioni che esso determina. I modelli cinematici dello sviluppo delle pieghe possono essere raggruppati in cinque tipi:

- curvatura gaussiana,
- incurvamento o flessione (= *buckling*),
- taglio parallelo ai livelli,
- taglio obliquo ai livelli,
- flusso passivo per taglio puro.

I primi due sono descrivibili riferendoli a un singolo strato, il terzo e il quarto riguardano più livelli, il quinto considera i livelli solo come semplici *marker*.

Per facilitare la comprensione di questi tipi di piegamento riferiamoci solo a pieghe cilindriche, inoltre si tenga conto del fatto che un tipo non esclude gli altri: ad esempio nelle rocce piegate è possibile avere incurvamento in ogni strato e tagli fra gli strati (quindi paralleli ad essi).

### **Curvatura gaussiana**

La curvatura di una linea è l'inverso del raggio di curvatura:  $C = 1/r$ .

In ogni superficie piegata si può riconoscere una linea (in realtà una famiglia di linee tra loro parallele) con curvatura massima e una linea con curvatura minima. Questi due valori sono chiamati curvature principali e il prodotto tra le curvature massima e minima è noto come **curvatura gaussiana**, un numero che descrive la curvatura generale di una superficie:

$$C_{Gauss} = C_{max} C_{min}$$

In questo concetto c'è un aspetto generale: la curvatura gaussiana di una superficie si mantiene costante prima e dopo il piegamento a meno che la superficie venga estesa o raccorciata, e quindi subisca distorsione interna.

Anche se non ce ne rendiamo conto, ci imbattiamo in questo fatto ogni giorno: ad esempio, le scatole di cartone ondulato ottengono la loro resistenza dal fatto che il livello di mezzo era un piano (=steso) prima di essere piegato e racchiuso tra due fogli esterni piani; lo stesso possiamo affermare per le lamiere ondulate dei tetti. In generale, piegando un foglio piano in una direzione gli diamo grande resistenza contro un piegamento in un'altra direzione qualsiasi.

Applichiamo il principio della curvatura gaussiana alla stratificazione: poiché essa nasce orizzontale e planare (o quasi), dopo un piegamento, se lo strato non ha subito deformazione interna di una qualche entità, la sua curvatura minima deve essere zero; in altre parole, l'asse della piega deve essere una linea retta e quindi lo è anche la sua cerniera. Le pieghe che soddisfano questi criteri sono pieghe cilindriche, mentre le non cilindriche non possono rispettarli perché le loro linee di cerniera (cioè quelle che hanno curvature più piccolaaccentuate) non sono rettilinee.

### ***Incurvamento o flessione (= buckling)***

Questo tipo di piegamento si riferisce ad un solo strato di un certo spessore, oppure a una serie di strati ma con tenace coesione tra di loro, cioè non separati da netti interstrati di diversa costituzione.

Su questo strato la deformazione produce una piega parallela (o concentrica), classe 1B di Ramsay (1967), ben illustrata in Fig. 79:

- in A gli angoli ai vertici R e S dello stato pre-deformazione sono retti e sono rimasti tali (R' e S')
- quindi linee ortogonali ai limiti dello strato, come PR e QS, rimangono ortogonali anche a piegamento compiuto;
- questo significa che non esiste deformazione di taglio parallelamente allo strato;

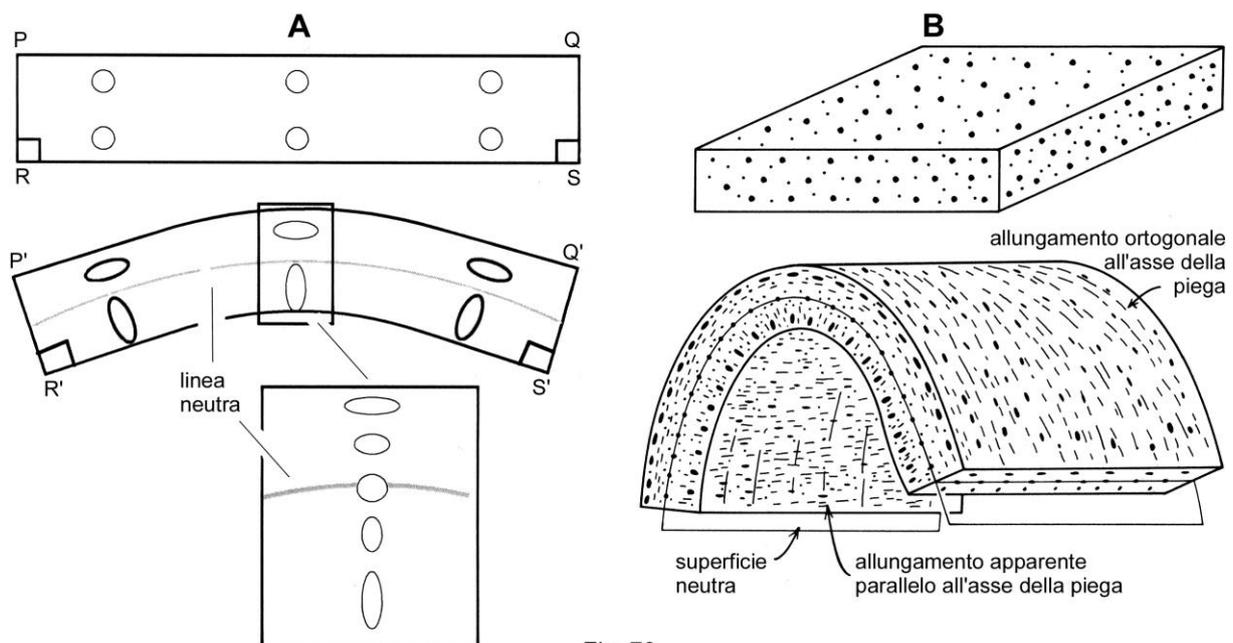


Fig. 79

- ancora in A, si noti che nella piega l'arco esterno è diventato più lungo ( $P'Q' > PQ$ ) e quello interno più corto ( $R'S' < RS$ ), di conseguenza nel centro del livello deve esserci una linea materiale della stessa lunghezza iniziale detta linea neutra;
- questa linea separa la parte esterna della piega che viene solo allungata, da quella interna solo raccorciata, come evidenziato dalla distribuzione delle ellissi della deformazione finita del riquadro in basso;
- in B appare la vista 3-D della stessa piega. Superiormente c'è lo strato indeformato con piccoli cerchi disegnati sulle superfici esterne;
- sotto compare la piega in cui è messa in risalto la superficie neutra corrispondente in 2-D alla linea neutra;

- si osserva anche che all'estradosso i cerchi iniziali sono stati "tirati" (*stretched*), per cui le loro intersezioni con la superficie esterna dello strato piegato hanno la forma di ellissi, che rappresentano una reale lineazione di allungamento ortogonale all'asse della piega;
- invece all'intradosso i cerchi iniziali sono stati compressi e ora appaiono come ellissi parallele all'asse della piega, ma questa è una falsa lineazione di allungamento.

Se consideriamo un'anticlinale e una sinclinale contigue ottenute per *buckling*, la massima deformazione si trova nelle zone di cerniera e al nucleo delle due pieghe, mentre la deformazione si azzerava in corrispondenza dei punti di flesso nei fianchi (Fig. 80A):

Infine, in strati piegati secondo il modello del *buckling* è frequente trovare le prove di questo meccanismo di deformazione (Fig. 80B): vene di estensione con riempimenti fibrosi, *boudinage* e piccole faglie dirette all'estradosso; giunti stilolitici, piccole faglie inverse e *thrust* localizzati all'intradosso.

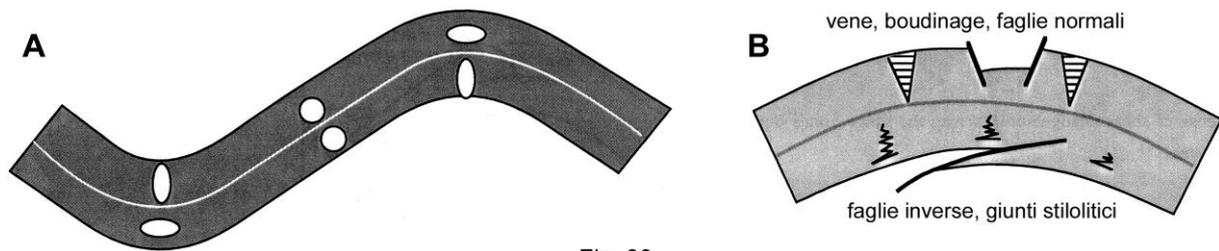


Fig. 80

Poiché la deformazione avviene solo per piegamento intorno ad un asse, nel caso ideale non c'è estensione parallelamente allo stesso asse e in tutti i punti della piega lo strain è piano ( $X > Y = 1 > Z$ ) e l'asse della piega è parallelo all'asse principale Y dello strain finito.

#### Taglio parallelo ai livelli

Ci sono due tipi estremi per questo piegamento, essi differiscono per lo spessore degli strati che vengono deformati:

- scivolamento flessurale (= *flexural slip*) che si realizza con più strati rigidi aventi un certo spessore e a contatto reciproco lungo superfici litologicamente poco resistenti;
- flusso flessurale (= *flexural flow*) in cui lo spessore dei livelli è considerato infinitesimo.

A parte lo spessore dei livelli, i due tipi sono praticamente identici e quindi ci concentriamo sul primo, le cui caratteristiche sono presentate in Fig. 81:

- in A si osserva che questo tipo di piegamento prevede disaccoppiamento di uno strato rispetto a quelli sopra- e sottostanti, che si attua per deformazione di taglio sul piano di contatto fra gli strati;
- tale deformazione è nulla in cerniera, mentre nei fianchi della piega ha opposti sensi di taglio (def. taglio =  $\tan\psi$ );
- in B si parte dalla stessa porzione di strato già considerata in Fig. 80, con i soliti cerchi disegnati sulle superfici esterne corrispondenti a sezioni di piccole sfere;
- nella sottostante piega si nota che, poiché il taglio è parallelo agli strati, una delle linee di allungamento nullo (finito e infinitesimo) è parallela ad essi;

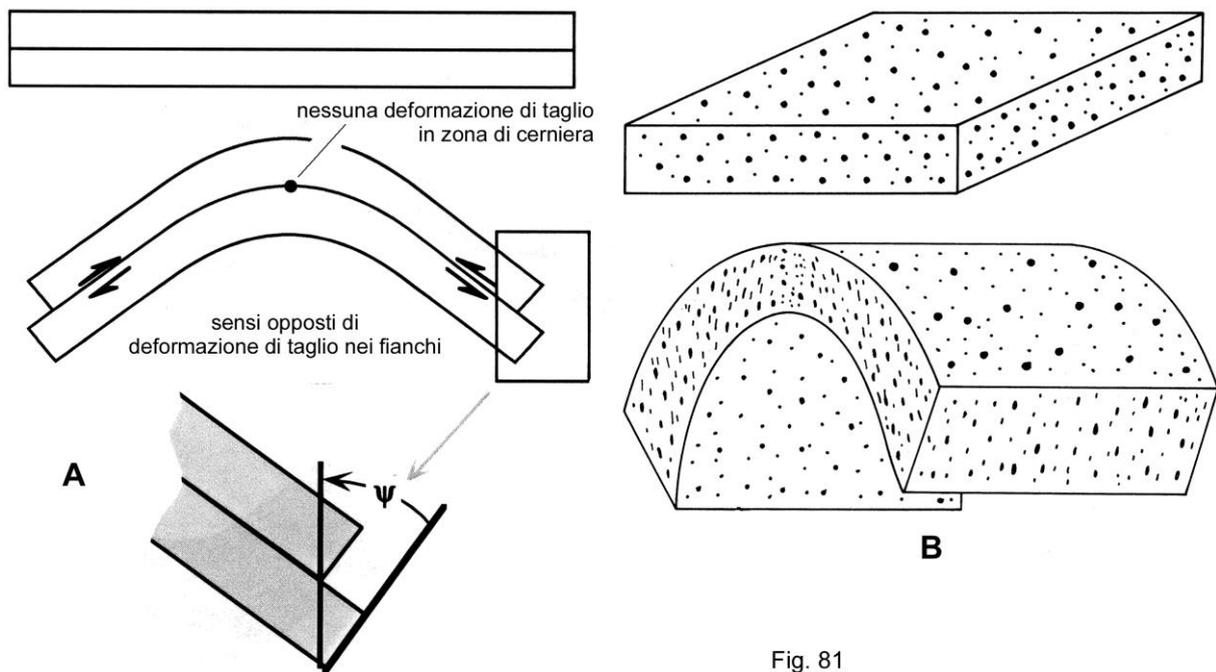


Fig. 81

- una prima conseguenza è che gli strati non cambiano lunghezza durante il piegamento;
- inoltre, poiché non vi è distorsione sulle superfici all'intradosso e all'estradosso dello strato piegato (né in tutte le altre superfici interne e parallele a queste), esse intercettano le varie sfere, ora divenute ellissoidi triassiali, secondo sezioni circolari;
- lo scivolamento strato su strato si realizza secondo linee ortogonali all'asse della piega;
- questo comporta che nelle linee ad esso parallele non c'è deformazione, cioè l'asse della piega coincide con l'asse principale Y dell'ellissoide della deformazione finita e l'intera struttura è frutto di una deformazione piana;
- si può aver un'immagine di questo piegamento pensando a una risma di carta, se viene piegata i fogli scivolano l'uno rispetto all'altro, ma nessuno di essi cambia dimensioni;
- si noti che il senso del taglio è opposto nei due fianchi di una piega, ma è invece omogeneo lungo il fianco condiviso da un'antiforme e la contigua sinforme (Fig. 82), esso è massimo intorno al punto di flesso e si annulla in corrispondenza delle due cerniere;
- se abbiamo un livello incompetente (argilliti) intercalato tra due strati più competenti e il tutto subisce questo meccanismo di piegamento, il taglio che si attiva fra i due strati può determinare delle *drag folds* o pieghe di trascinamento (Fig. 83) a carico dell'argillite nei due fianchi della struttura maggiore;
- dal momento che i due strati competenti hanno un certo spessore, durante il piegamento ciascuno di loro deve subire una qualche forma di deformazione interna, di quelle previste nel modello del *buckling*, e questo dimostra che i due processi di piegamento non si escludono a vicenda.

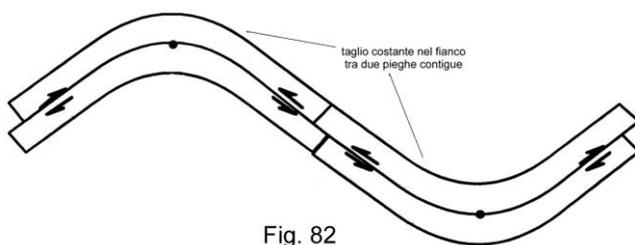


Fig. 82

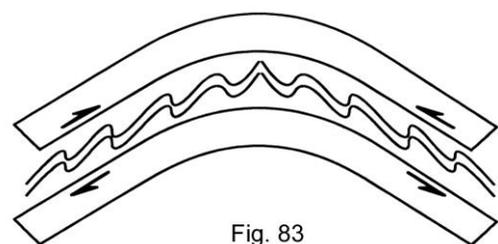


Fig. 83

**Pieghe a kink** - Le pieghe a *kink* sono una categoria speciale delle pieghe per *flexural slip*, perché hanno curvatura infinita dal momento che, nel caso di cerniera perfettamente aguzza, il raggio di curvatura è nullo. Osservando il profilo di una piega flessurale a *kink* (Fig. 84), si nota che:

- deformazione per taglio non esiste lungo i segmenti orizzontali degli strati ai lati della piega, ma solo lungo i fianchi inclinati della piega stessa;

- inoltre, a causa della conservazione dello spessore degli strati, l'angolo interno  $\gamma_i$  del *kink* e quello esterno  $\gamma_e$  sono uguali;
- ma se questa uguaglianza non esiste, allora in corrispondenza del *kink band* lo spessore degli strati deve cambiare, e in particolare:
- se  $\gamma_i < \gamma_e$  lo spessore nel *kink band* diminuisce,
- se  $\gamma_i > \gamma_e$  lo spessore nel *kink band* aumenta.

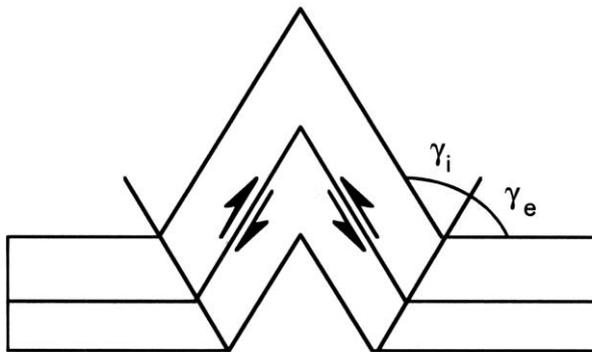


Fig. 84

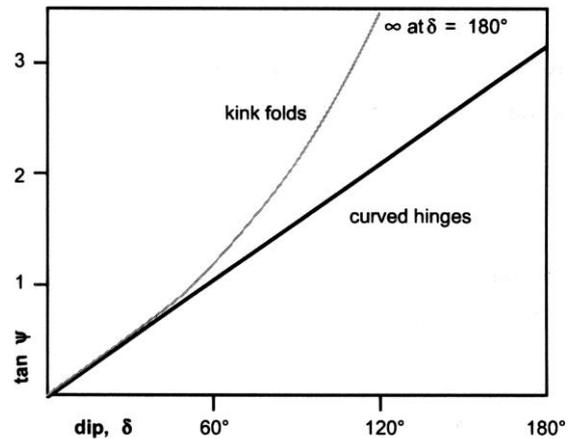


Fig. 85

Taglio semplice associato a scivolamento flessurale - Il piegamento per scivolamento flessurale impone che fra strati contigui si sviluppi una deformazione per taglio semplice la cui entità è diversa nei casi di pieghe a *kink* e pieghe a cerniera curva ( $\delta$  = inclinazione degli strati):

per una *kink band*  $\tan \psi = 2 \tan \left( \frac{\delta}{2} \right)$       scivolamento medio =  $\bar{s} = 2\bar{h} \tan \left( \frac{\delta}{2} \right)$

per pieghe a cerniera curva  $\tan \psi = \frac{\pi}{180^\circ} \delta = 0,0175 \delta$       scivolamento medio =  $\bar{s} = \frac{\pi}{180^\circ} \bar{h} \delta$

Il grafico di Fig. 85 illustra le relazioni fra inclinazione della stratificazione e taglio sui fianchi di pieghe a *kink* e a cerniera curva.

**Taglio obliquo ai livelli**

Questo meccanismo genera delle pieghe simili (Classe 2 di Ramsay, 1967), nelle quali le superfici di taglio sono parallele al piano assiale e, avendo sensi di taglio opposti, possono rovesciare il livello (Fig. 86A):

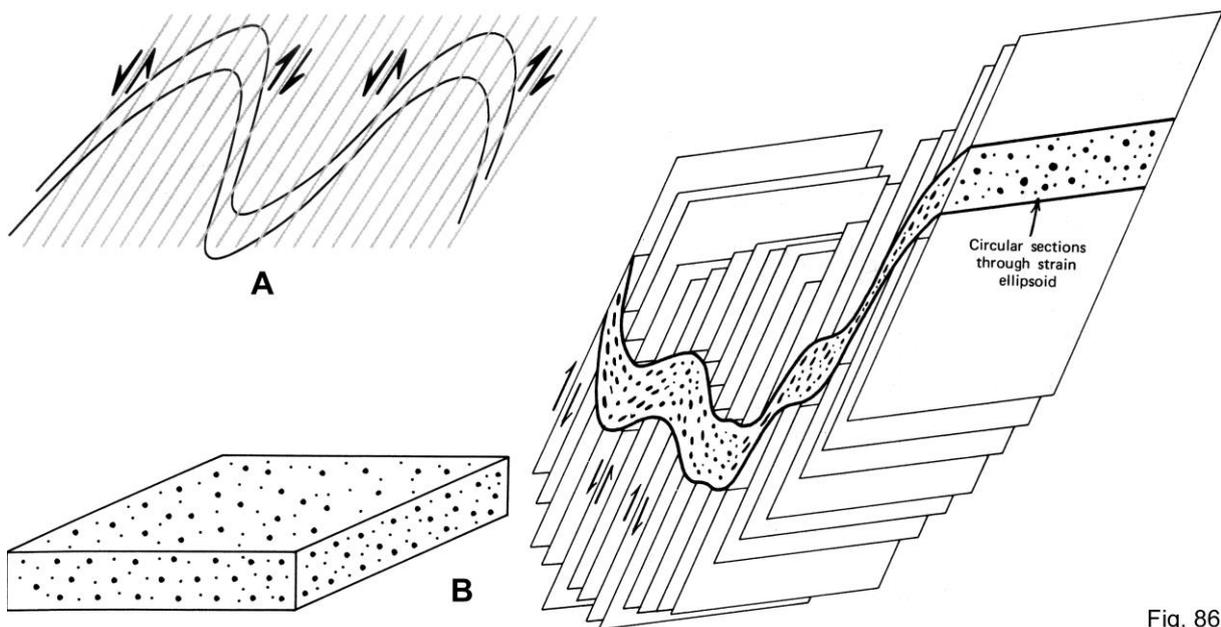


Fig. 86

Le pieghe nate in questo modo sono anche dette pieghe di taglio (*shear fold*) o pieghe di scivolamento (*slip fold*), e questi sono i caratteri salienti:

- in esse non si sviluppano superfici neutre;
- la deformazione avviene per taglio semplice e in ogni punto della piega i piani di taglio intercettano gli ellissoidi dello strain finito secondo sezioni circolari (Fig. 86B), quindi sono superfici con strain nullo;
- lo strain finito è ovunque piano, cioè non c'è estensione né raccorciamento lungo l'asse principale Y, che giace sui piani di taglio ed è ortogonale alla direzione di taglio;
- contrariamente a quanto avviene nel piegamento flessurale, l'asse di queste pieghe non è detto che si sviluppi ortogonalmente alla direzione di taglio (Fig. 87A), è sufficiente che quest'ultima sia inizialmente non ortogonale rispetto al livello che viene deformato;
- la conseguenza di questo fatto è che, nel caso generale, l'asse della piega non coincide con l'asse principale Y dello strain finito;
- questo meccanismo produce cerniere molto ispessite e fianchi assottigliati, ma lo spessore del "litone", cioè della porzione di livello compresa tra due piani di taglio contigui, si mantiene costante ed uguale a quello iniziale (Fig. 87B);
- ciò significa che non si verifica flusso di materia dai fianchi alle cerniere;
- si noti infatti (Fig. 87B) che l'area (il volume in 3-D) della sottile lamina ABCD tra due piani di taglio in un fianco è lo stesso della lamina EFGH in zona di cerniera.

Se il livello è inizialmente ortogonale alle superfici di taglio, per avere una piega quest'ultimo deve avere senso opposto nei due fianchi della piega. Per avere pieghe di taglio semplice senza invertire il senso del taglio, bisogna avere del taglio semplice eterogeneo su un livello inclinato nel senso del taglio, cioè antitetico rispetto al taglio stesso (Fig. 88):

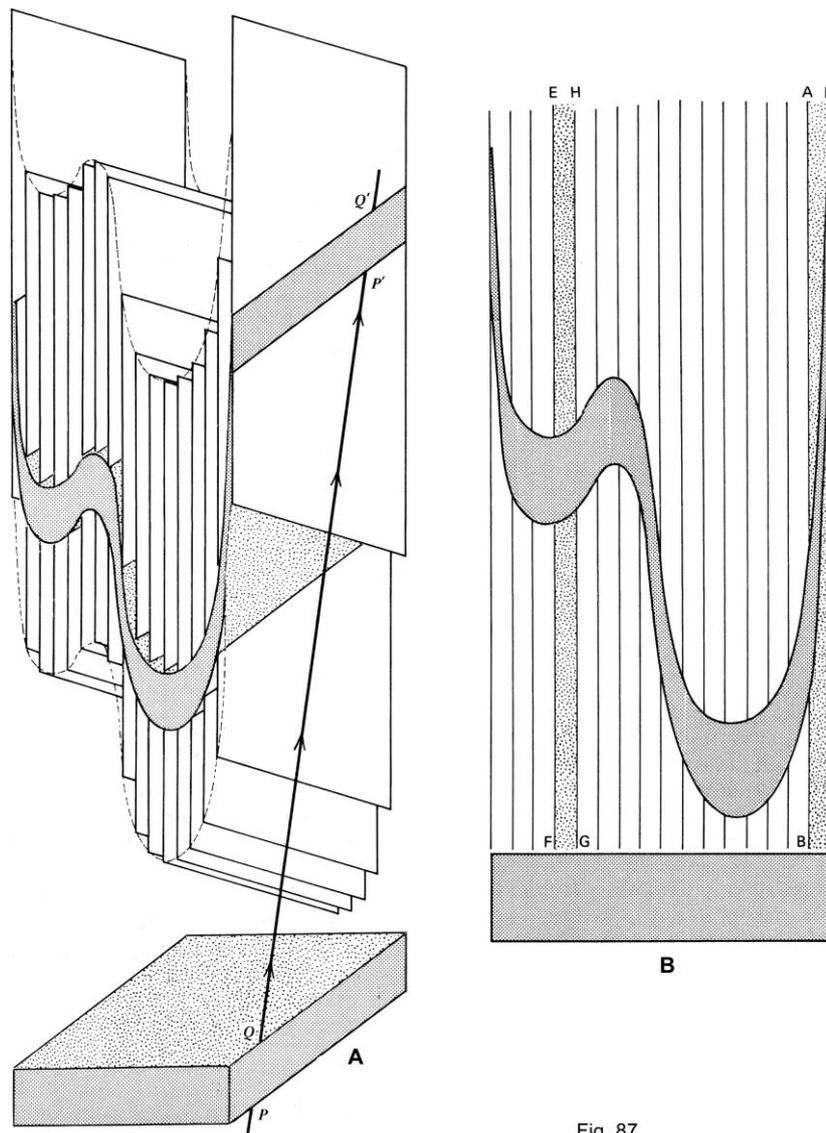


Fig. 87

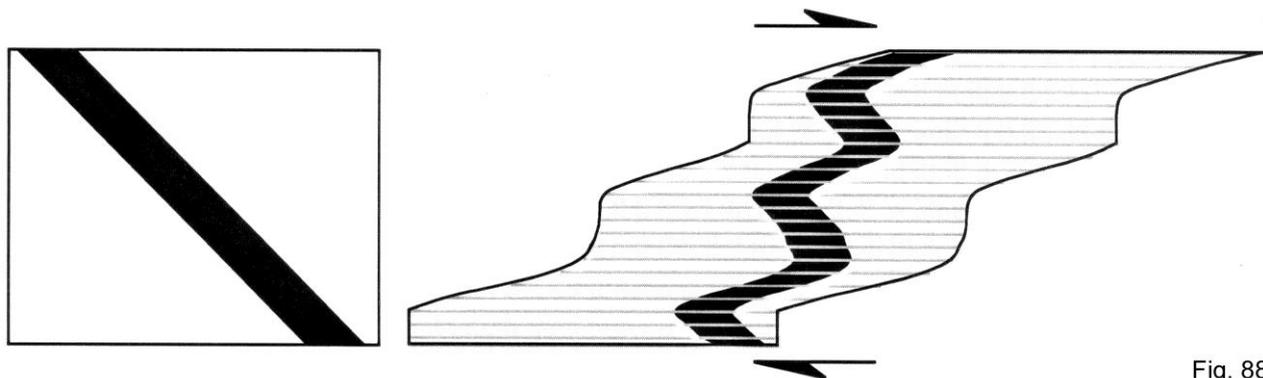


Fig. 88

**Flusso passivo di taglio puro**

In questo tipo di piegamento i livelli, che hanno già iniziato a piegarsi per uno qualunque dei meccanismi precedenti, si comportano come *marker* passivi durante lo sviluppo di raccorciamento ed elongazione per taglio puro. In questo modo nascono pieghe che per geometria e stile possono essere identiche alle precedenti (Fig. 89) ma sono frutto di diversi meccanismi di deformazione:

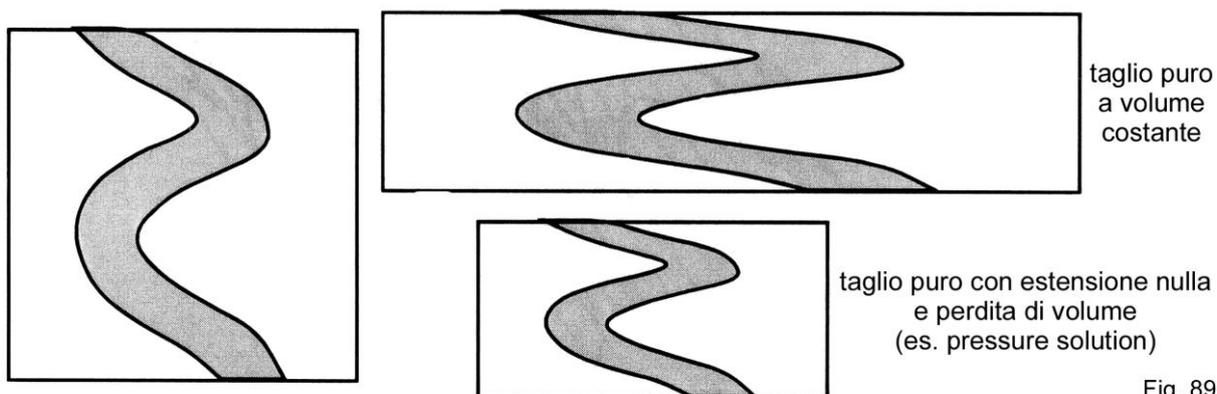


Fig. 89

## 10. FOLIAZIONI

In genere nelle rocce metamorfiche di qualsiasi grado (ma anche in numerose rocce sedimentarie deformate) sono presenti superfici penetrative definite da discontinuità planari tra loro parallele, da orientazione preferenziale di minerali con dimensioni diseguali e di aggregati di minerali lamellari, o da una qualche combinazione di queste microstrutture.

Le situazioni più comuni sono schematicamente illustrate in Fig. 90:

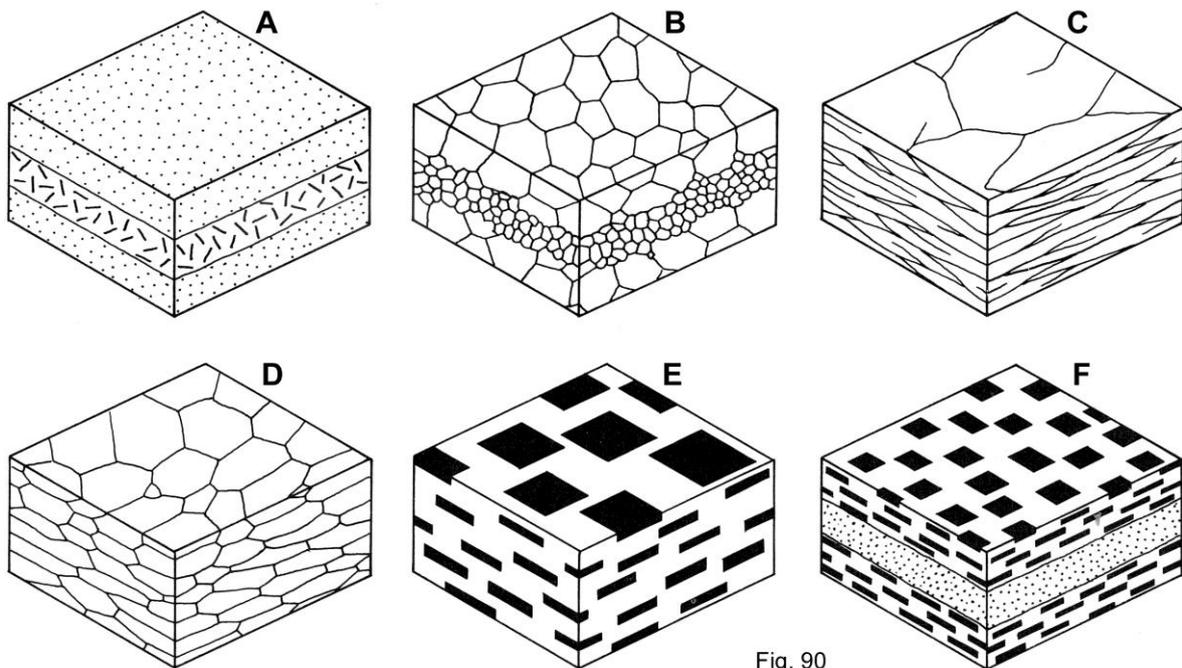


Fig. 90

- in A bandatura composizionale,
- in B variazione granulometrica,
- in C discontinuità tipo microfaglie o microfratture molto fitte e sub-parallele,
- in D limiti di granuli con orientazione preferenziale,
- in E orientazione preferenziale di minerali in forma planare o di aggregati lenticolari di minerali,
- in F esempio di combinazione dei tipi A + E, situazione molto diffusa nelle rocce sia metamorfiche che sedimentarie (anche come struttura primaria, ad esempio le argilliti e le marne).

In molti casi queste superfici intersecano la stratificazione con angoli di varia ampiezza, quindi non hanno corrispondenza con alcuna particolare struttura delle originarie rocce sedimentarie (protoliti): per questi motivi sono chiaramente un prodotto della deformazione.

Tuttavia, nei casi in cui la stratificazione non è identificabile con certezza (per struttura sedimentaria massiccia, amalgamazione degli strati, ecc.), non è chiaro se la più antica delle superfici esistenti nella roccia sia di origine sedimentaria o metamorfica, oppure se si tratti di una superficie sedimentaria modificata dal metamorfismo.

Di conseguenza, per indicare tutte le superfici rinvenute nelle rocce metamorfiche deformate si deve trovare un termine generale, tale da non contenere riferimenti alla genesi delle superfici stesse.

Per questo tipo di anisotropie planari Hoobs *et alii* (1976) usano la parola **foliazione**, ma non adottano l'uso più restrittivo del termine, come fanno alcuni geologi per indicare solo superfici prodotte da deformazione e metamorfismo; affermano infatti che in molte regioni con rocce deformate è difficile dire quali superfici siano frutto di deformazione o del metamorfismo che l'accompagna. L'espressione S-surface è stata usata da alcuni autori al posto di foliazione, ma con lo stesso significato.

## 10.1 FOLIAZIONI DI PIANO ASSIALE

In molte rocce deformate per pieghe vi sono superfici che nelle zone di cerniera formano con la superficie piegata un angolo variabile, fino al valore massimo di 90°, ma hanno orientazione all'incirca costante rispetto alla piega nel suo insieme. Poiché nelle zone di cerniera del *multilayer* piegato queste superfici sono praticamente parallele al piano assiale (= PA) della piega, in generale esse vengono dette **foliazioni di piano assiale**.

Tuttavia questo parallelismo non è costante, infatti di solito le foliazioni si discostano dai PA in modo sistematico disponendosi a **ventaglio convergente** o **divergente** rispetto al nucleo (Fig. 91A,B), oppure cambiando orientazione quando attraversano livelli di composizione diversa (**rifrazione della scistosità**, Fig. 91C,D).

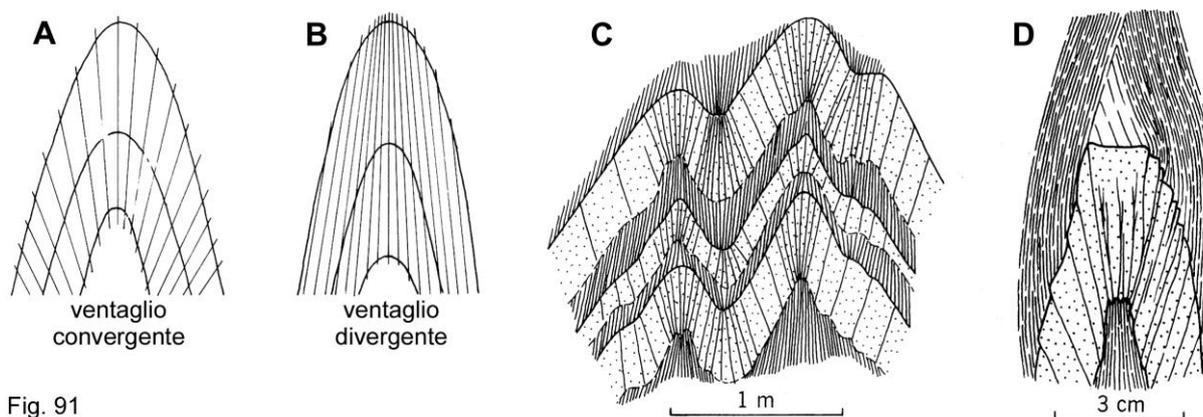


Fig. 91

E' possibile che in alcuni livelli piegati non si riesca a vedere una foliazione veramente parallela al PA; inoltre, anche se lungo sezioni trasversali all'asse della piega (i profili) riusciamo a riconoscere tale parallelismo, non sono rari i casi in cui nella terza dimensione la foliazione faccia un angolo con la cerniera.

Nonostante ciò, espressioni come **foliazione di piano assiale**, o termini più specifici come **clivaggio o scistosità di piano assiale** sono utili e ben definiti, per cui sono normalmente usati anche nei frequenti casi di non parallelismo tra foliazione e PA.

L'osservazione in sezione sottile mostra che la morfologia delle foliazioni di PA varia molto anche lungo un singolo piano di foliazione. Per esempio, vi sono variazioni che dipendono da differenze di grado metamorfico, da posizione del punto in esame nella meso- o megastruttura a pieghe, dalla litologia, ecc.

Certe morfologie di foliazione sono definite da termini riconosciuti e adottati da tutti, ma in letteratura non c'è accordo sull'esatto significato di alcuni di questi termini. Questa confusione è in parte dovuta al fatto che le diverse foliazioni non possono essere definite in modo rigoroso a causa della transizionalità di morfologia tra i termini estremi. Di conseguenza i tipi di foliazione descritti nel seguito devono essere intesi come semplici e utili nomi di una vasta gamma di termini.

### **Fracture cleavage**

Il **fracture cleavage** (= **clivaggio di frattura**) è un sistema di "microfaglie" o "microfratture" poco spaziate che dividono la roccia in una serie di corpi tabulari (*microlithons*) limitati dalle superfici di clivaggio, che sono essenzialmente planari.

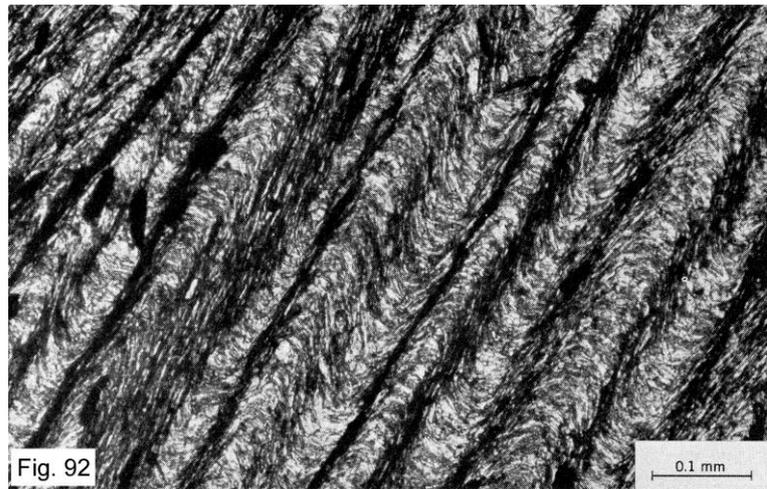
Il *fracture cleavage* si forma generalmente in rocce metamorfiche di medio e basso grado, è ad esempio comune in metarenarie di successioni piegate fatte da alternanze di metareniti e metapeliti (in queste ultime la foliazione è un *crenulation cleavage*). E' abbastanza diffuso anche in rocce non metamorfiche relativamente competenti, come calcari, radiolariti, arenarie medio-fini, ecc.

Alcuni autori usano l'espressione *fracture cleavage* anche per descrivere clivaggi che Hobbs *et alii* (1976) denominano *crenulation cleavage* (vedi oltre); come già detto, si riscontra una transizione tra i due tipi di foliazione, ma per chiarezza è utile tenere separati i due termini estremi.

### **Crenulation cleavage**

La morfologia del **crenulation cleavage** (= **clivaggio di crenulazione**) è molto variabile, ma le diverse forme hanno una caratteristica diagnostica comune: in tutti i casi una foliazione già esistente, definita ad esempio da orientazione preferenziale di fillosilicati, appare crenulata, cioè piegata alla scala millimetrica o minore.

Le micropieghe possono essere simmetriche o asimmetriche (Fig. 92, rispettivamente nella parte destra e in quella centro-sinistra della foto) e il *crenulation cleavage* può essere espresso semplicemente dai fianchi più o meno paralleli delle micropieghe, oppure da microfaglie sviluppate lungo i fianchi medesimi.



Molto spesso le rocce con *crenulation cleavage* sono caratterizzate da una marcata differenziazione composizionale: ciò che inizialmente era di composizione omogenea (per esempio una miscela di quarzo e minerali argillosi) può ora mostrare una struttura a livelletti ricchi di fillosilicati alternati ad altri ricchi in quarzo.

I fillosilicati si collocano lungo i fianchi delle crenulazioni e i singoli cristalli appaiono quasi allineati al livelletto che li contiene; tuttavia un accurato esame in sezione ultrasottile (10  $\mu$  di spessore per rocce a grana fine) rivela spesso che le miche sono in realtà ancora disposte secondo la vecchia foliazione, ma sono state ruotate verso il quasi totale parallelismo con la nuova foliazione.

Alcune aree sono caratterizzate da due superfici di crenulazione che si intersecano con un angolo generalmente compreso tra 60 e 90° e che sono ritenute contemporanee. Esse sono descritte come clivaggi di crenulazione coniugati e possono essere associate a pieghe coniugate (*box fold, kink* coniugati), sono spaziate meno regolarmente rispetto a zone con un solo *crenulation cleavage* e hanno sviluppo per lo più locale. Il clivaggio coniugato è diffuso in rocce già deformate per pieghe chiuse o isoclinali con foliazione di piano assiale ben sviluppata.

Il *crenulation cleavage* si trova in rocce di ogni grado metamorfico che contengano fillosilicati; in rocce di basso grado (scisti verdi) esso può fare transizione alla morfologia del *fracture cleavage* o dello *slaty cleavage*.

### ***Slaty cleavage (foliazione ardesiaca)***

La parola *slate* è stata data dai cavaatori alle ardesie, rocce a composizione argillitica più o meno quarzosa a grana molto fine, facilmente divisibili in lastre molto sottili e piane usate per coperture di tetti, ecc. Questa fissilità è quindi definita come *slaty cleavage* e il termine è stato adottato dai vecchi autori per descrivere il *fabric* responsabile di tale fissilità. Gli studi successivi hanno rivelato che questo *fabric* ha notevole variabilità, ma un carattere comune a tutti i casi è l'orientazione planare preferenziale dei granuli.

Contrariamente a quanto può apparire all'osservazione del campione a mano, molte ardesie viste al microscopio hanno una struttura eterogenea che può essere divisa in tanti piccoli domini distinguibili in base a differenze di composizione e di *fabric*.

Generalmente i domini sono di due tipi: uno ha forme lenticolari, l'altro somiglia a una sottile pellicola che avvolge i domini lentiformi. Questi ultimi hanno una forte orientazione preferenziale delle loro dimensioni maggiori, che sono disposte secondo lo *slaty cleavage*: in sezione ortogonale ad esso i domini a pellicole appaiono come un reticolo anastomizzato (Fig. 93A,B).

I domini lentiformi sono ricchi dei principali costituenti non fillosilicatici della roccia (di solito quarzo  $\pm$  feldspati), hanno struttura granoblastica e possono contenere fillosilicati che in genere hanno orientazione preferenziale scarsa o assente. Questi domini variano per grandezza e numero dei granuli: possono essere costituiti da aggregati di molti granuli, ma da questo tipo si passa a casi con appena alcuni o solo un grande granulo lenticolare, attraverso una gamma completa di situazioni intermedie.

Di solito i domini pellicolari hanno composizione fillosilicatica con struttura per lo più lepidoblastica: i singoli cristalli hanno forte orientazione preferenziale con la dimensione maggiore parallela alla pellicola. Questi domini sono resi più evidenti da diffusa presenza di ossidi, inoltre in essi tendono a concentrarsi minerali come ilmenite, zirconio e composti di Ti + Fe.

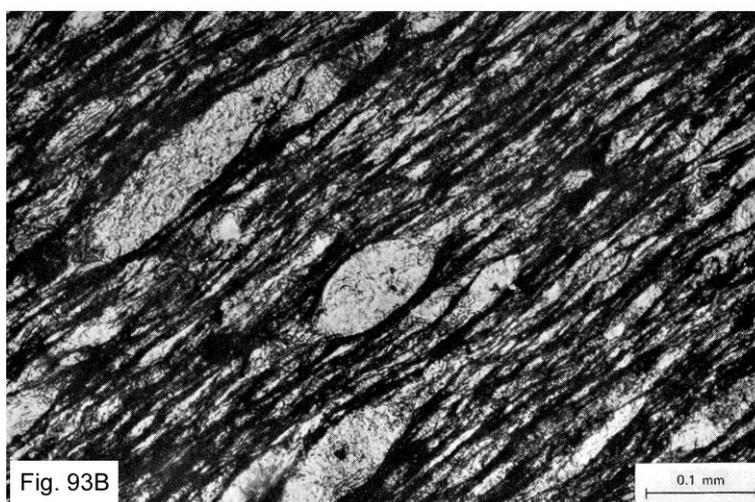
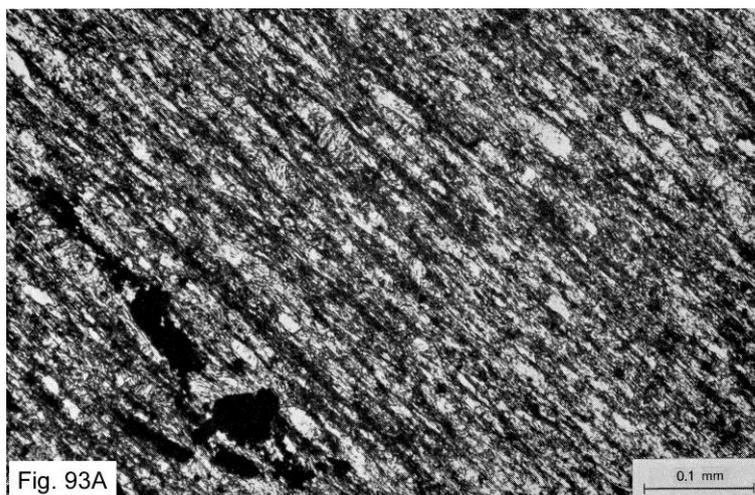
Spesso si trova un passaggio graduale completo tra questo tipo di *fabric* a domini e il *crenulation cleavage*, tanto che la foliazione di alcune rocce comunemente considerate ardesie è più correttamente descritta come *crenulation cleavage*.

Lo *slaty cleavage* a domini fa transizione a un *fabric* in cui i domini lenticolari diventano meno importanti e quelli a pellicole più spessi, fino a un *fabric* con dominanti fillosilicati a forte orientazione preferenziale e nessuna distinzione in domini.

A sua volta questo *fabric* può sfumare ad un tipo ancora privo di domini, ma con i fillosilicati disposti secondo due orientazioni preferenziali. In questo caso, sebbene la roccia non sia attraversata da nette foliazioni, queste due anisotropie dominanti possono essere considerate come due sistemi di superfici definite da orientazioni statisticamente più frequenti, e l'angolo tra di esse può variare da valori minimi fino ad almeno 80°. In rocce con le due orientazioni ben riconoscibili, la struttura è meglio definita come *fabric* bimodale dei fillosilicati piuttosto che come *slaty cleavage*.

Gli *slates* sono tipicamente ricchi di fillosilicati, ma in letteratura il termine *slaty cleavage* è anche usato per descrivere foliazioni in rocce metamorfiche di basso grado aventi composizione diversa anche di molto rispetto alle ardesie:

- ad esempio per *fabric* di marmi in cui la foliazione è definita da marcata orientazione preferenziale degli assi maggiori di cristalli allungati, di aggregati di cristalli e/o di fossili;
- *slaty cleavage* è anche usato per descrivere rocce costituite da carbonati e quarzo, oppure quarziti micacee a grana fine e di basso grado metamorfico, nelle quali la foliazione è definita da forte orientazione preferenziale di fillosilicati sparsi e isolati.



Hobbs *et alii* (1976) preferiscono adoperare il termine specificamente per rocce ricche di fillosilicati e ben fissili, come le ardesie per tetti. Secondo questi autori, foliazioni assai simili allo *slaty cleavage* ma in altri litotipi devono essere semplicemente definite come foliazioni di piano assiale delle quali deve essere descritto il *fabric*.

Questo metodo è stato adottato da Cloos (1971) che denominò semplicemente *cleavage* una foliazione definita da orientazione preferenziale delle dimensioni massime di ooidi ellissoidali in calcari oolitici.

In tutte le ardesie una caratteristica comune è la presenza di una lineazione (vedi avanti) di solito ad angolo elevato con gli assi delle pieghe, interpretata come la linea che materializza la direzione di massimo allungamento.

Infine, *slaty cleavage* è la denominazione della foliazione in rocce metamorfiche in facies scisti verdi, a grana fine e ricche di fillosilicati, mentre per metamorfiti di grado maggiore il *fabric* foliato è generalmente a grana più grossa e si chiama scistosità.

### **Scistosità**

Come le altre foliazioni, anche la scistosità ha aspetti variabili, e a questo proposito si conoscono tre tipi estremi:

- uno assomiglia allo *slaty cleavage* a domini della Fig. 93 ma ha grana maggiore (Fig. 94A),
- il secondo (Fig. 94B) è frequente in rocce ricche di fillosilicati, orientati in modo preferenziale e aventi taglia maggiore di quella di analoghe rocce ma con *slaty cleavage* (quindi di grado metamorfico più basso);

- nel terzo (Fig. 94C) i fillosilicati sono sparsi ma hanno una forte orientazione preferenziale. Naturalmente tutti i passaggi intermedi tra questi estremi sono possibili e reali.

Il termine scistosità descrive la foliazione in rocce a grana abbastanza grande tanto da poterle chiamare scisti: questo avviene quando si inizia a riconoscere a occhio nudo i cristalli dei fillosilicati.

Il *fabric* di una roccia chiamata fillade, avente grana intermedia tra ardesia e scisto, può essere descritto come *slaty cleavage* o come scistosità. Quest'ultimo termine è più appropriato per rocce di grado metamorfico medio-alto, ma è adottato anche per rocce di basso grado soprattutto se sono originate per retrometamorfismo a scisti verdi.

Un accenno all'uso del termine foliazione al posto di clivaggio o di scistosità:

- schistosity è (correttamente) tradotto in italiano come scistosità, nome che in Italia viene usato comunemente nelle descrizioni di questa struttura secondaria associata a pieghe o a zone di taglio, indipendentemente dal grado metamorfico;
- invece, per questa descrizione generica che prescinde dal grado metamorfico le scuole anglosassoni adottano il termine più generale di foliation, in italiano foliazione, e poi introducono una ulteriore distinzione;
- una foliation in deformazioni prive di metamorfismo o nate in basso grado metamorfico (scisti verdi) è denominata cleavage, in italiano clivaggio,
- invece una foliation associata a deformazioni fatteci ad alto grado metamorfico è detta schistosity.

Di conseguenza, si tenga conto di questa differenza quando si descrive una foliazione:

- in italiano possiamo dire e scrivere "scistosità di piano assiale", "scistosità di taglio", "scistosità milonitica", ecc. in ogni situazione geologica con o senza metamorfismo;
- invece, in inglese si deve usare schistosity solo per gli assetti strutturali di medio-alto grado metamorfico,
- e cleavage per quelli di basso grado o privi di metamorfismo.

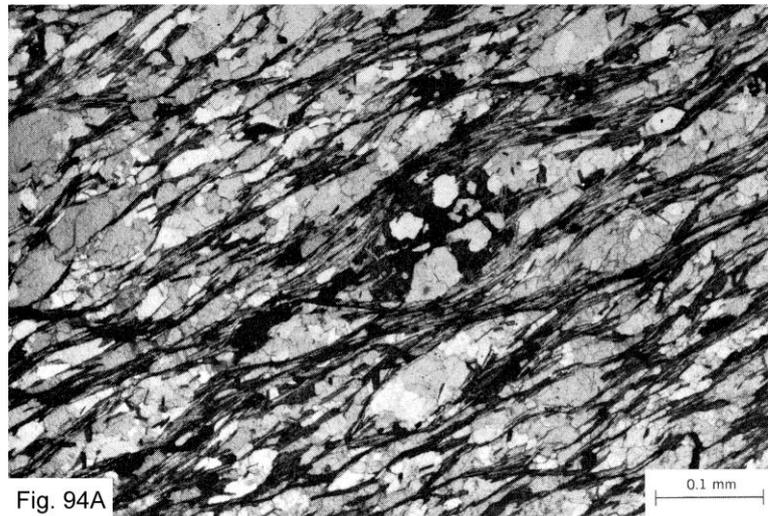


Fig. 94A

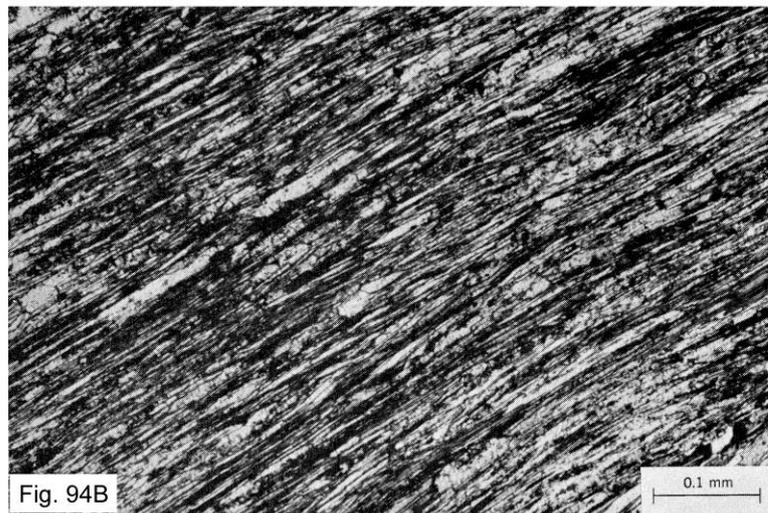


Fig. 94B

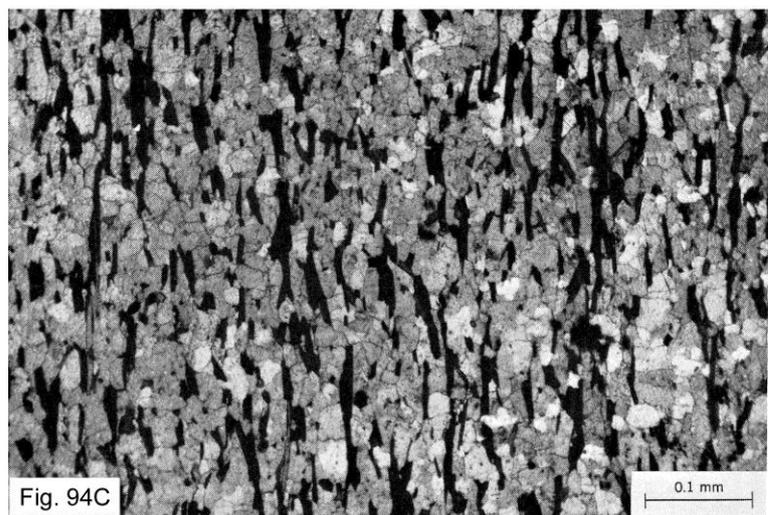


Fig. 94C

### Layering differenziato

In alcune rocce esiste una foliazione marcata da presenza di bande a composizione diversa, tra loro alternate e parallele, che definiscono un layering ben riconoscibile nel campione a mano e in affioramento: nei casi in cui si dimostra che questa foliazione si è sviluppata per un qualche processo di differenziazione, essa viene denominata come **layering differenziato**.

Abbiamo visto che *slaty cleavage*, *crenulation cleavage* e scistosità possono essere tutti accompagnati da variazioni composizionali più o meno evidenti, e la distinzione tra esse e il *layering* differenziato è data da dimensione e persistenza dei domini a composizione diversa. Tuttavia si deve di nuovo evidenziare la gradualità di passaggio tra i vari tipi:

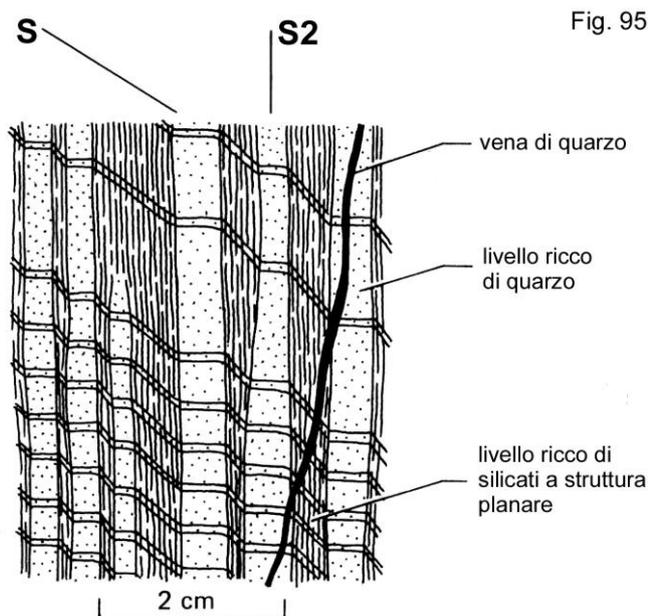
- uno *slaty cleavage* è di solito troppo sottile e a tessitura lenticolare per essere chiamato *layering* differenziato,
- un *crenulation cleavage* con variazione composizionale può essere troppo fine per poter costituire un *layering*;
- una scistosità a domini è definibile scistosità purché i domini a fillosilicati siano chiaramente anastomizzati, altrimenti essa è un *layering* gneissico.

Il *layering* differenziato può essere trovato in rocce metamorfiche di ogni grado; in quelle di alto grado esso viene di solito chiamato **layering gneissico** anche se non sempre nasce per differenziazione. I livelli possono avere diverse composizioni, ma nel caso più comune questo *layering* è dato da livelli a fillosilicati alternati ad altri ricchi di quarzo e feldspati.

Il *layering* gneissico può rimarcare la stratificazione iniziale o può essere una vera foliazione creata durante la deformazione. In altre parole, esso può replicare le primitive differenze composizionali sedimentarie, oppure è interamente frutto di differenziazione. La prima situazione deve essere dimostrata e questo richiede strutture sedimentarie sufficientemente conservate, il che è praticamente impossibile dato il tipo di roccia.

In rocce di basso grado metamorfico il *layering* differenziato può essere sia parallelo alla stratificazione, sia di piano assiale associato a pieghe. La Fig. 95 illustra un tipico esempio di *layering* differenziato in rocce metamorfiche a scisti verdi:

- il carattere più appariscente è dato dall'alternarsi di domini quarzosi e altri a fillosilicati;
- questi *layers* sono paralleli alla foliazione  $S_2$  e si nota che c'è relazione tra la loro composizione e l'entità dello strain;
- l'angolo tra il *layer* piegato S e il *layering* differenziato  $S_2$  è alto o basso in coincidenza con i livelli rispettivamente quarzosi e fillosilicatici,
- ma questa relazione non sempre è verificata.



## 10.2 FOLIAZIONI TRASPOSTE

Il **layering di trasposizione** è un altro tipo di foliazione parallela al piano assiale delle pieghe, ma differisce dalla maggior parte dei tipi analoghi già visti perché viene definito da un *layering* preesistente al piegamento.

In molte rocce esiste un *layering* che assomiglia molto alla stratificazione, contiene vere strutture sedimentarie e sembra costituire una successione stratigrafica semplice: infatti alcune interfacce tra i vari livelli (se non tutte) possono realmente coincidere con le originarie superfici di stratificazione.

Tuttavia può essere che questo *layering* non abbia alcun vero significato stratigrafico e che, di conseguenza, siano errate e fuorvianti tutte le deduzioni su (1) successione stratigrafica, (2) distribuzione a

grande scala delle unità stratigrafiche, (3) senso del ringiovanimento stratigrafico (*younging*), ecc. Questa non rara situazione si riscontra in complessi di rocce molto deformate in cui il *layering* è il risultato di **trasposizione**.

Il concetto di trasposizione è abbastanza semplice, ma contiene troppi aspetti per poter essere definito con una frase sintetica.

La caratteristica fondamentale di questo processo deformativo è la rotazione per piegamento di una foliazione già formata fino ad una nuova orientazione circa parallela al piano assiale delle nuove pieghe. Per avere un'immagine efficace di questa foliazione pensiamo a rocce a pieghe isoclinali: in esse la giacitura dominante della stratificazione è circa parallela al piano assiale delle pieghe ed è diversa da quella della superficie d'involuppo dei vari livelli. Questa situazione è illustrata in Fig. 96:

- in Fig. 96A la stratificazione è mediamente orientata N-S con immersioni verso sia E che W e forti inclinazioni (Fig. 96B);
- tuttavia la Fig. 96C indica che la distribuzione in grande dei diversi livelli è rappresentata da zone che sono orientate W-E e immergono verso S come gli assi delle singole pieghe;
- questa è la giacitura delle superfici d'involuppo che possiamo disegnare nel *block-diagram* di Fig. 96C lungo le cerniere di antiformali e sinformali del livello piegato.

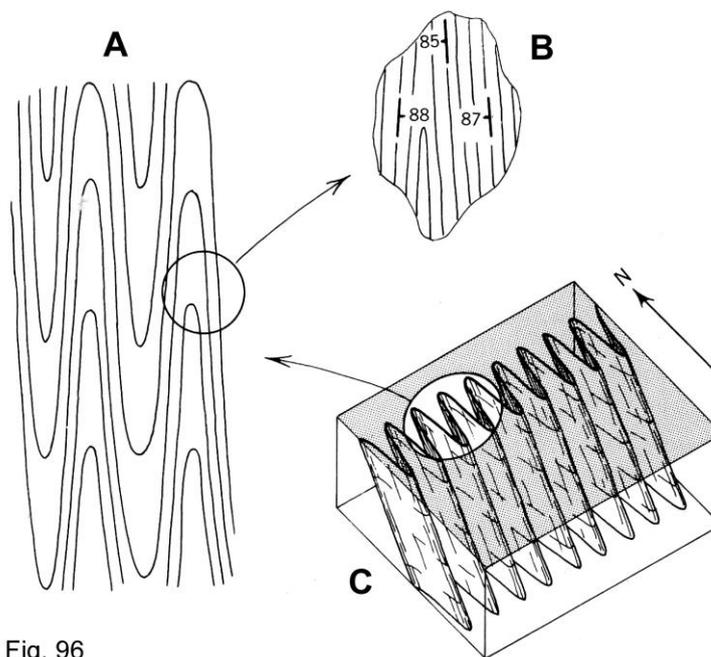


Fig. 96

In aree in cui le pieghe sono ben esposte è facile intuire la non coincidenza tra le giaciture locali della stratificazione (ovunque variabili) e la giacitura delle superfici d'involuppo (ovunque costanti); ma se per una qualche causa le cerniere delle pieghe sono sempre nascoste, rendersi conto della precedente non coincidenza è tutt'altro che facile. Questa situazione è cruciale per due motivi:

- se siamo in presenza di rocce sedimentarie prive di *marker* dello *younging* stratigrafico (non sono poche!), poiché le differenze di giacitura della  $S_0$  nei vari affioramenti sono praticamente trascurabili, può accadere che la complessità strutturale dell'area non venga riconosciuta,
- il che equivale a dire che la disposizione di quelli che in realtà sono fianchi di pieghe (non viste) può essere confusa con una regolare successione sedimentaria;
- in secondo luogo, anche se riconosciamo il piegamento, se gli affioramenti sono limitati e sparsi, le informazioni sulla  $S_0$  nulla dicono circa la distribuzione in grande degli orizzonti sedimentari, lo *younging* su scala regionale, la potenza della serie, ecc.;
- per acquisire in modo attendibile queste informazioni è inevitabile ricostruire la struttura regionale;
- situazioni del genere, critiche e difficilmente indagabili in modo diretto in campagna (salvo possedere adeguata esperienza .....), sono dovute a deformazione per trasposizione.

Nell'esempio illustrato lo sviluppo della trasposizione è riferito alla stratificazione, ma una qualunque superficie di discontinuità può venire trasposta e il risultato finale è il medesimo, sebbene l'assetto sia molto più complesso e non si possano fare deduzioni di tipo stratigrafico.

Un'altra importante caratteristica del processo di trasposizione è la obliterazione delle cerniere delle pieghe, che si può realizzare per (1) appiattimento accentuato, (2) sviluppo di laminazioni tettoniche parallele ai piani assiali delle pieghe, (3) sviluppo di foliazioni di piano assiale o (4) segmentazione dei livelli guida o degli strati. Questi fatti sono illustrati nei due esempi che seguono.

In Fig. 97 è riprodotto un assetto piuttosto comune in settori di catene collisionali originate per deformazione polifasata e sin-metamorfica:

- in I compaiono pieghe di prima fase a carico della stratificazione, alquanto chiuse e tendenti ad essere isoclinali nei livelli bianchi relativamente meno competenti;

- in II, III e IV si notano gradi di sviluppo sempre più accentuato di pieghe di seconda fase e della loro scistosità di piano assiale;
- è evidente come  $S_0$  e  $S_1$  diventino sempre più deformate e trasposte man mano che le pieghe  $D_2$  si approfondiscono e la  $S_2$  diventa più pervasiva;
- nello scenario IV in pratica la superficie dominante è diventata la  $S_2$  e tutta la struttura precedente appare fortemente deformata e trasposta all'interno dei grandi o piccoli *lithon* separati dalle superfici  $S_2$ ;
- nel IV solo in qualche punto è possibile a fatica disegnare linee d'involuppo che diano un'idea della forma della struttura pre- $D_2$ ;
- verso l'angolo superiore destro della figura la  $S_2$  domina e la struttura pre- $S_2$  è solo rappresentata da sottili frammenti lentiformi e appiattiti, paralleli alla  $S_2$  e separati l'uno dall'altro.

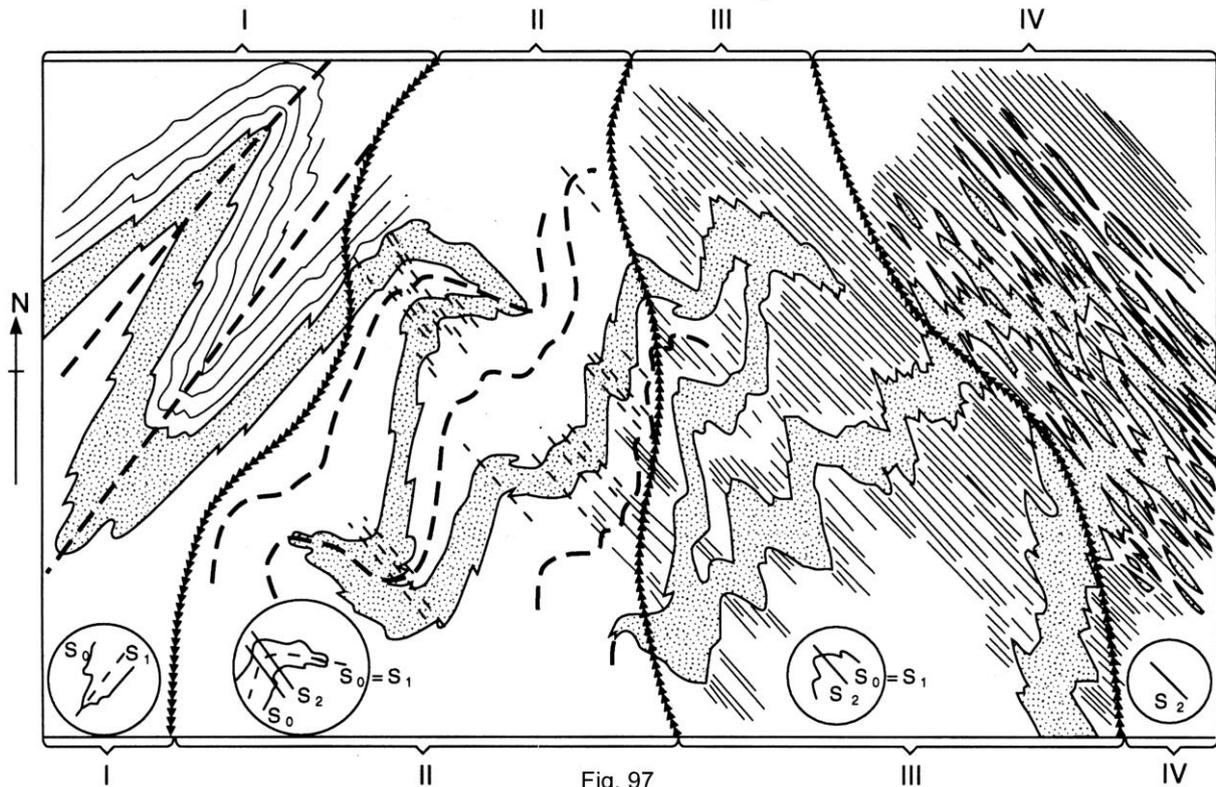


Fig. 97

Turner & Weiss (1963) hanno dimostrato che la trasposizione può realizzarsi anche per assottigliamento di fianchi di pieghe in aree con piegamento asimmetrico a carico di un certo *layering* sedimentario (Fig. 98):

- a causa di progressivo appiattimento orizzontale e conseguente allungamento verticale, con rotazione interna (cioè a causa di deformazione per taglio semplice), i fianchi corti delle pieghe asimmetriche (Fig. 98A) possono progressivamente assottigliarsi e diventare piani di taglio (Fig. 98B) lungo i quali i livelli sedimentari perdono continuità;
- per accentuazione della deformazione di taglio si può giungere a quasi completa obliterazione delle cerniere ((Fig. 98B e C), che rimangono mascherate all'interno dei corpi lenticolari appiattiti e allungati sulla foliazione dominante;
- questo processo produce una configurazione a "strati" con "polarità stratigrafica" costante, dal momento che i fianchi corti delle pieghe iniziali (A) sono stati laminati per taglio, ma con ripetizione di porzioni di serie;
- esso è anche accompagnato da *boudinage* dei livelli relativamente più competenti, che vengono ruotati e traslati entro il litotipo meno competente;
- il quadro finale (Fig. 98D) può essere caratterizzato da una forte trasposizione della successione sedimentaria iniziale.

In Fig. 99 sono illustrati i particolari di cosa può verificarsi a carico di una stratificazione quando, in regime metamorfico opportuno, la deformazione di taglio diventa pervasiva (in questo caso può essere taglio puro o semplice, indifferentemente).

Infine in Fig. 100 è rappresentato un esempio reale dello stadio iniziale della deformazione per trasposizione a carico di un *layering* differenziato, già frutto di una precedente fase deformativa, dato da alternanze di filladi scure e metasiltiti chiare, durante un piegamento con piani assiali a grande angolo rispetto ai livelli.

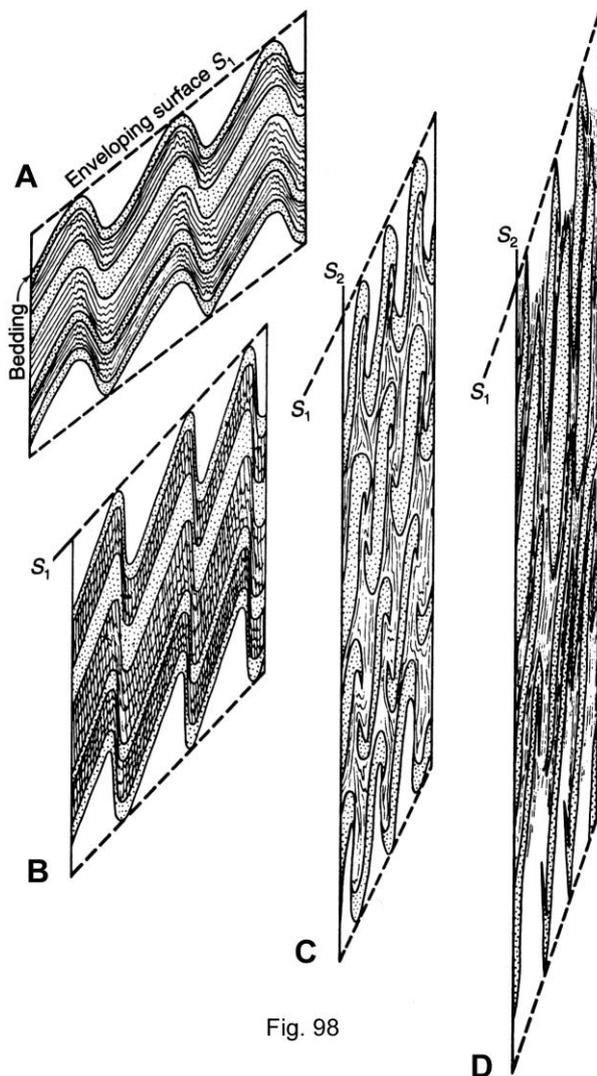


Fig. 98

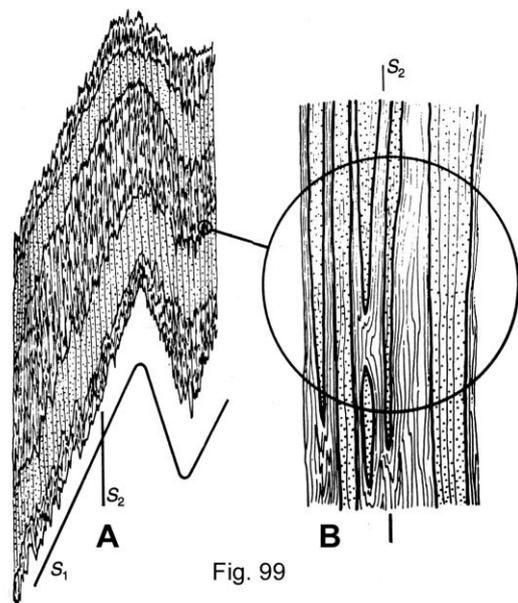
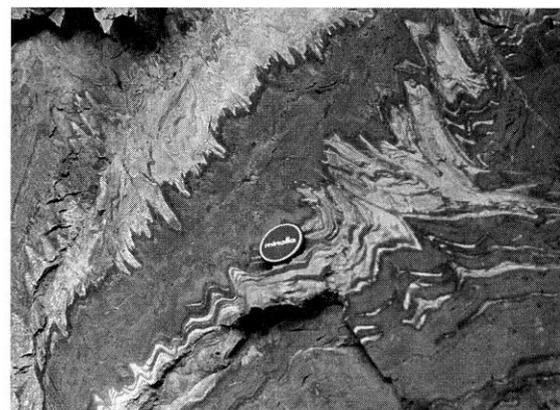


Fig. 99

Fig. 100



### Esempi di foliazioni trasposte

La Fig. 101B è la carta geologica della regione Little Broken Hill in Australia (Williams, 1967), un'area con rocce anfibolitiche deformate in modo complesso e localmente retrocesse, con la distribuzione schematica delle principali associazioni litologiche costituite da:

- punti grossi = dominanti gneiss granitici (Protosi Gneiss),
- punti fini = lenti dei precedenti gneiss contenute in abbondanti anfiboliti e scisti o in gneiss a sillimanite,
- campo bianco = scisti o gneiss a sillimanite con occasionale presenza di lenti anfibolitiche e di *ironstone* a bande (questi ultimi rappresentati dai segmenti neri);
- la Fig. 101A è la *form surface map*, cioè la carta delle linee di forma ottenute disegnando le linee d'intersezione tra le foliazioni riconosciute in campagna e la superficie topografica;
- si nota che la scistosità di alto grado domina dappertutto ed è parallela ai contatti tra i complessi litologici distinti, con una direzione media SW-NE, mentre le poche linee trasversali rappresentano la foliazione lungo locali zone di taglio in retrocessione metamorfica;
- in Fig. 102 abbiamo la proiezione stereografica della distribuzione statistica di 2355 misure della scistosità principale e del *layering* litologico (limiti percentuali 10, 5, 2,5 e 1);
- nelle Fig. 103, 104, 105 e 106 compaiono i dettagli di altrettante aree minori (indicate in Fig. 101B), le linee fini rappresentano la scistosità principale e sono disegnate solo sul campo degli scisti e gneiss a sillimanite.

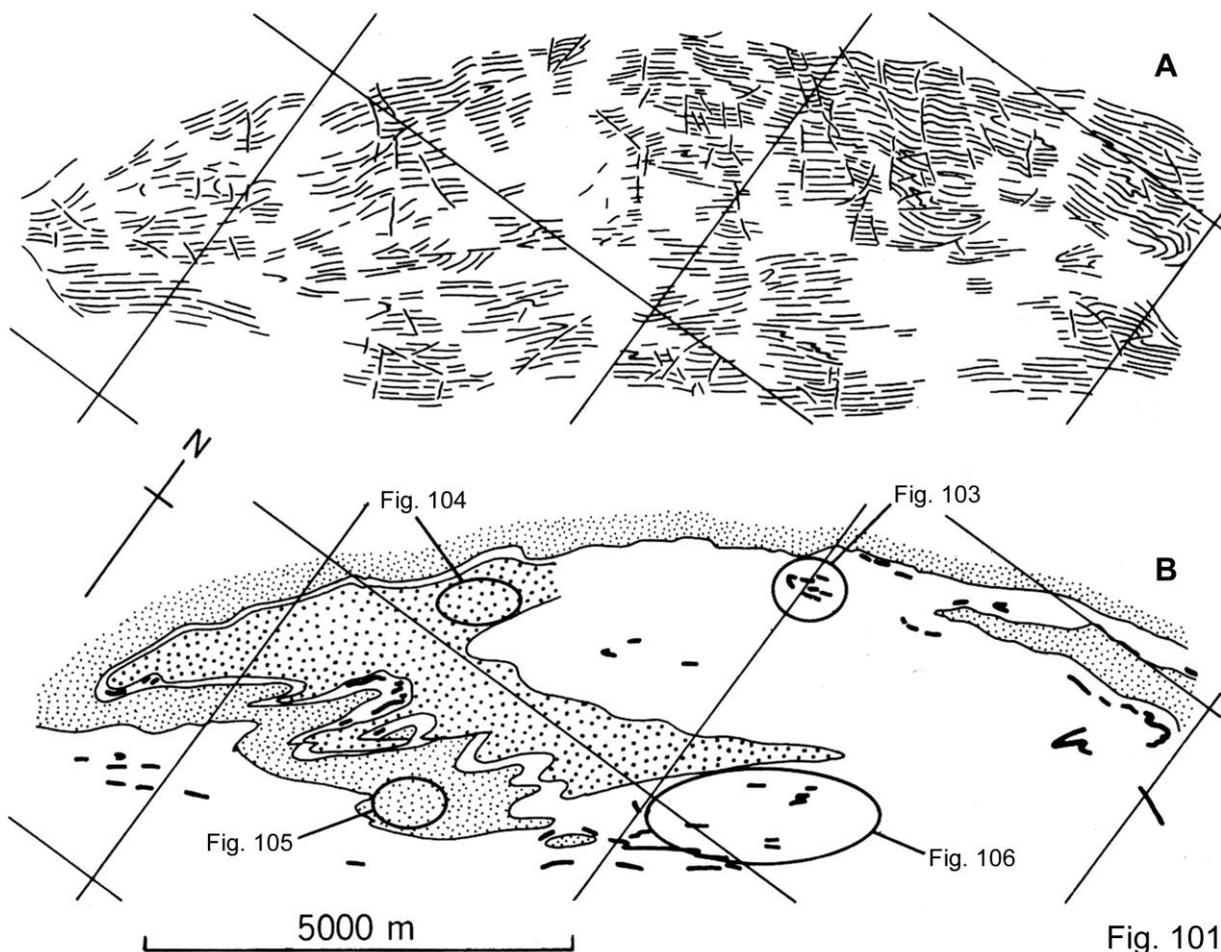


Fig. 101

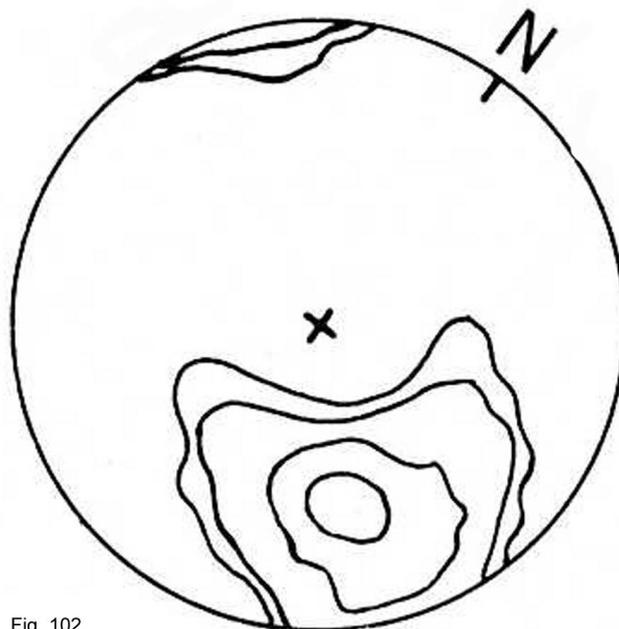


Fig. 102

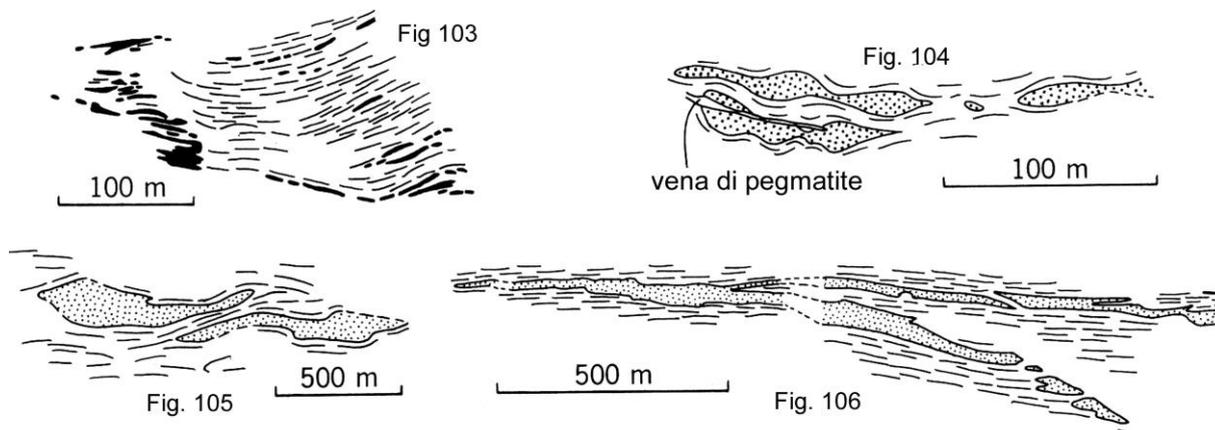
Come si sono sviluppate le conoscenze della regione qui considerata?

Fin dai primi rilievi si vide che le pieghe evidenti in affioramento erano poche e la prima impressione è stata quella di un assetto a livelli lenticolari di diversa composizione litologica, tutti con giacitura simile e parallela alla scistosità.

Alcuni vecchi ricercatori ritennero che la struttura fosse semplice e che la regione fosse la zona di fianco di una sinclinale molto grande: le poche pieghe furono considerate delle parassite della struttura principale, il *layering* litologico fu preso direttamente come stratificazione, la più o meno regolare ripetizione di livelli

litologicamente diversi fu attribuita a sedimentazione ciclica e la distribuzione delle diverse associazioni litologiche a variazioni laterali di facies sedimentarie.

Ma le successive osservazioni di dettaglio hanno rivelato l'esistenza di un gran numero di piccole pieghe acute e isoclinali, con piani assiali paralleli al *layering* litologico, e che l'intera area è intensamente deformata in modo che i contatti di Fig. 101B sono solo le tracce di superfici d'involuppo in una megastruttura ben più complicata di quanto considerato in precedenza.



Nonostante le nette differenze di composizione e aspetto degli gneiss granitici, delle anfiboliti, dei micascisti e degli *ironstone*, le pieghe sono veramente poco riconoscibili, soprattutto per la loro elevata discontinuità; ad esempio lo *ironstone* zonato di Fig. 103 definisce una piega tra le più evidenti dell'intera regione, ma solo due delle lenti di questa roccia possono essere seguite con continuità in zona di cerniera di pieghe minori.

Un'altra difficoltà è costituita dal *layering* lenticolare differenziato parallelo ai piani assiali delle pieghe:

- ad esempio, nella piega di Fig. 106 il *layering* differenziato costituisce l'unica foliazione nelle anfiboliti e quella più pronunciata negli adiacenti gneiss a sillimanite;
- poiché l'anfibolite è praticamente priva di un *layering* litologico originario sufficientemente sviluppato, la piega era stata interpretata come una struttura sedimentaria costituita da livelli ad andamento lentiforme;
- ma le recenti e adeguatamente dettagliate indagini al nucleo della struttura hanno rivelato che nello gneiss il *layering* differenziato è la scistosità di piano assiale di pieghe minori a carico di una superficie che è già una scistosità ed è parallela al contatto litologico principale;
- si conclude che quest'ultimo e tutti gli altri sono coinvolti in pieghe di generazione "n" che deformano una precedente anisotropia "n-1" marcata dai contatti tra le associazioni litologiche distinte nella regione.

Come si riconosce la trasposizione?

- in generale la trasposizione è denunciata dal tipo di pieghe presenti in una certa zona;
- in alcune aree i dati di *younging* della successione possono indicare un *layering* trasposto, e se questi dati sono sufficientemente chiari è spesso più facile riconoscere direttamente l'assetto trasposto anziché le pieghe;
- il parallelismo tra scistosità e *layering* litologico non è di per sé indicativo di trasposizione, ma siccome esso è un carattere della trasposizione, la sua presenza deve mettere sull'avviso l'osservatore e indurlo a cercare le evidenze del caso;
- anche il notare assetti simili a stratificazione incrociata deve suggerire cautela, specialmente se si lavora in rocce che sono normalmente prive di tali strutture deposizionali;
- ad esempio, in una formazione arenitica la stratificazione incrociata alla microscaletta è abbastanza comune, ma una stratificazione incrociata alla scala di parecchi strati è atipica e deve far pensare ad altri fenomeni sinsedimentari (ad es. *slumping*), oppure a possibile trasposizione tettonica.

## 11. LINEAZIONI

In una roccia la **lineazione** è ogni struttura lineare che si ripete con frequenza a scala del campione o dell'affioramento. Il termine non va confuso con lineamento, con cui invece si intende una caratteristica morfologica regionale che può essere o meno espressione di una struttura crostale.

Molte lineazioni sono associate ad una foliazione e giacciono nel suo piano, ma è anche possibile trovare rocce lineate e non foliate. Ad esempio, le filladi quasi sempre contengono una lineazione nella foliazione dominante della roccia, che può essere da ortogonale a sub-parallela agli assi delle pieghe; invece le strutture di flusso magmatico in un granito possono generare una lineazione data dall'isorientazione dei cristalli, ma senza sviluppo di un assetto foliato. All'estremo opposto, esistono lineazioni strettamente associate a discontinuità planari in fasce ristrette all'interno di volumi rocciosi molto maggiori: è il caso delle strutture lineari legate a deformazioni di taglio semplice localizzato.

### 11.1 SLICKENSIDE E STRIATURE

Gli **slickenside** sono mineralizzazioni secondarie costituite da calcite, quarzo, clorite, epidoti, albite, Fe-ossidi, ecc., associate a strutture fragili con spostamento relativo di due blocchi, come le faglie o le superfici di strato nelle pieghe per *flexural slip*. Esse sono precipitate da soluzioni acquose richiamate nelle fratture durante il loro sviluppo, e per questo di solito formano incrostazioni irregolari e discontinue sulle superfici di frattura, mostrano struttura fibrosa a cristalli allungati e hanno morfologia striata e cosparsa di scalini di ampiezza centimetrica-millimetrica (Fig. 107).

Quindi gli *slickenside* sono strutture secondarie sincinematiche legate a fagliamento e costituiscono pellicole di vene d'estensione (vedi oltre).

Fino al 1958 questi scalini erano ritenuti degli indicatori univoci del movimento relativo: si pensava che la faccia ortogonale o a grande angolo rispetto alla superficie di taglio in un blocco fosse comunque rivolta verso il senso di spostamento dell'altro blocco.





Nel 1958 Paterson ha dimostrato in via sperimentale (deformazione da carico fino a rottura di un blocco di calcare di Solenhofen) che scalini si possono formare anche con faccia che si oppone al senso di spostamento dell'altro blocco.

Il fenomeno è stato confermato in seguito anche da Norris & Barron (1969) e da Gray (1970). Nel 1973 Durney & Ramsay stabilirono in modo definitivo che, in caso di scalini orientati secondo due sistemi opposti, solo quelli cui sono associati minerali neoformati e con cristalli fibrosi (come gli *slikenside*) sono quelli che indicano in modo univoco il senso di spostamento dell'altro blocco.

Non è detto che gli *slikenside* siano sempre presenti, e in questi casi il movimento relativo dei blocchi può essere denunciato da **striature** più o meno marcate che quasi sempre visibili sulle superfici di faglia, e più raramente da **grooves**, cioè solchi sulle facce di tetto e di muro causati da frammenti rocciosi trascinati fra i due blocchi).

Sull'uso di queste strutture come *marker* cinematici torneremo più avanti, per ora si sottolinea l'importanza del termine **pitch**, che indica l'angolo tra la linea direzione della faglia e le linee rappresentate da strie e/o *slikenside* visibili sul piano della faglia stessa.

## 11.2 LINEAZIONI DA CERNIERE DI PIEGHE

Alla scala di una carta geologica e in contesti geologici molto deformati per pieghe, le cerniere delle pieghe possono essere considerate strutture lineari penetrative, cioè presenti in modo più o meno continuo e regolare in tutte le rocce affioranti.

Se scendiamo alla scala del campione a mano, si definisce **crenulazione** una struttura minore formata dalle piccole zone di cerniera di innumerevoli minuscole pieghe, aventi di solito dimensioni sub-millimetriche dovute a minime lunghezze d'onda; se in affioramento la crenulazione è persistente per diversi decimetri o addirittura per alcuni metri, essa crea un'evidente lineazione.

Questa struttura è particolarmente diffusa nelle filladi perché i fillosilicati, grazie al loro abito tabulare e ad un comportamento meccanico relativamente plastico, sono predisposti a subire piegamenti a piccola scala con relativa facilità; inoltre si deve aggiungere che la crenulazione si sviluppa quasi esclusivamente in rocce metamorfiche e a spese di una foliazione già fatta e spalmata di fillosilicati blastici, e in questo senso è (quasi sempre) una tipica struttura di "seconda" fase deformativa.



Fig. 108A



Fig. 108B

In Fig. 108A è presentata una crenulazione molto marcata in un campione di filladi del Verrucano della Montagnola Senese, ma l'aspetto alla scala delle decine di km è sostanzialmente identico: se infatti immaginiamo di ingrandire di un certo numero di volte la Fig. 108A, fino ad estensioni di centinaia o migliaia di km<sup>2</sup>, otteniamo qualcosa di molto somigliante, com'è illustrato in Fig. 108B per il settore nord-orientale della catena degli Appalachi: l'immagine è osservata da Sud verso Nord con visuale inclinata e la larghezza approssimativa al centro, in senso W-E, corrisponde a circa 220 km reali.

Se alle micropieghe della crenulazione è associata una foliazione di piano assiale (in genere è così, soprattutto nelle filladi), la lineazione in oggetto può essere considerata in associazione con il tipo seguente.

### 11.3 LINEAZIONI D'INTERSEZIONE

Questa struttura lineare è assai diffusa in tutte le rocce che abbiano subito una o più fasi di deformazione plicativa accompagnata da sviluppo di foliazione di piano assiale. Gli esempi più chiari sono relativi all'intersecarsi di  $S_0$  e  $S_1$ , come illustrato in Fig. 109.

La Fig. 110 presenta invece l'assetto reale di tale intersezione, fotografato in un argilloscisto marnoso con impronta metamorfica anchizonale (Engelberg, Svizzera centrale):

- la superficie obliqua a sinistra della moneta, inclinata verso l'angolo sinistro basso della foto, è la foliazione  $S_1$ ;
- la  $S_0$  è la superficie piana orizzontale che chiude in alto l'affioramento;
- su questa ultima la  $S_1$  disegna linee d'intersezione (purtroppo poco evidenti) orientate da alto sinistra a basso destra;
- invece la  $S_0$  intercetta sulla  $S_1$  a sinistra della moneta delle linee d'intersezione marcate dai livelli variamente colorati, tutti paralleli alla  $S_0$ .

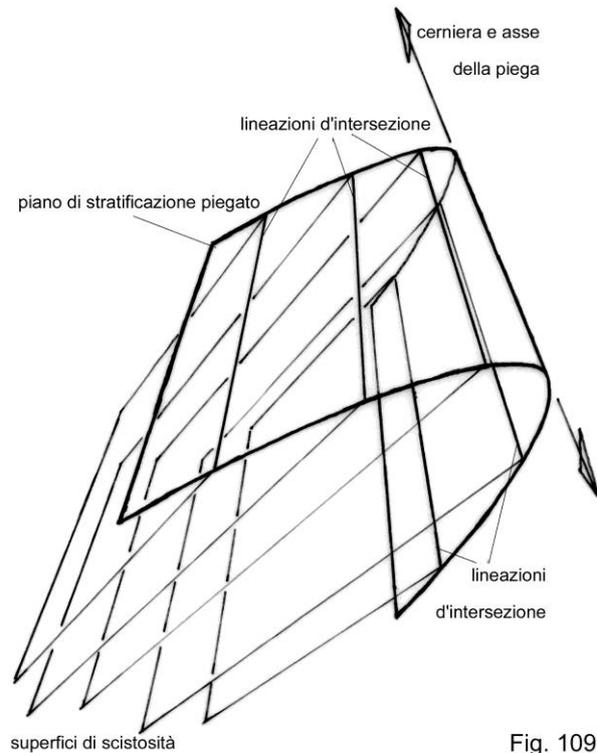


Fig. 109



Ovviamente ogni fase tettonica che genera scistosità è caratterizzata da una propria lineazione d'intersezione tra l'eventuale foliazione coeva e l'anisotropia planare immediatamente precedente.

La grande utilità della lineazione d'intersezione sta nel fatto che essa indica la giacitura dell'asse delle pieghe coeve anche in assenza di cerniere di pieghe minori (taglia metrica o inferiore) parassite delle strutture maggiori. Naturalmente, affinché questo dato possa essere utilizzato e messo nelle carte geologiche, è necessario collocare le due foliazioni nella loro giusta posizione temporale:

- l'intersezione fra stratificazione  $S_0$  e foliazione di prima fase  $S_1$  si indica col simbolo  $L_{S_0/S_1}$  e rappresenta l'asse locale  $A_1$ ;
- l'intersezione fra le foliazioni di prima fase  $S_1$  e di seconda fase  $S_2$  si indica col simbolo  $L_{S_1/S_2}$  e rappresenta l'asse locale  $A_2$ ;
- ecc. ecc.

#### 11.4 LINEAZIONI DI MINERALI

Questo tipo di lineazione è definito dalla netta orientazione preferenziale della massima dimensione di granuli eterometrici o aggregati allungati di minerali, disposti a formare un insieme di linee materiali più o meno regolari e continue, ma sempre tra loro parallele e giacenti sui piani della coeva foliazione o scistosità.

In Fig. 111 è illustrata una ben sviluppata lineazione d'allungamento mineralogico (*stretching lineation*) nei Calcari selciferi metamorfici (grado degli scisti verdi) dell'Unità delle Apuane. Si tenga conto che la superficie coincidente con il piano della fotografia è la foliazione  $S_1$ : la lineazione mineralogica giace su di essa ed è data da ricristallizzazioni, fortemente orientate secondo linee molto evidenti, dei discontinui livelli quarzitici grigi scuri spalmati sul sottostante spessore marmoreo grigio chiaro, arricchiti da minori quantità di muscovite, clorite, poca dolomite e piccoli cristalli di pirite.



Fig. 111

Questa struttura lineare è estremamente diffusa in ogni tipo di roccia metamorfica, anche quelle dal comportamento più resistente alla deformazione (come dolomie, basalti, ecc.) se metamorfosate in contemporanea ad un regime deformativo di taglio abbastanza elevato. Semplificando al massimo, il suo sviluppo è determinato da due fatti concomitanti:

- il clima metamorfico impone che i minerali del protolite debbano adattarsi alle nuove condizioni termo-bariche ricristallizzando e ingrandendosi, oppure reagendo tra di loro per dare nuovi minerali prima inesistenti;
- ma questo metamorfismo si realizza mentre è attivo una campo di forze, che deforma la roccia attraverso meccanismi che quasi sempre prevedono un contributo sostanzioso di deformazione per taglio;
- il risultato finale è che la roccia e tutto quanto essa contiene (fossili, clasti, ecc., cioè oggetti del protolite, ma anche tutto ciò che di nuovo viene prodotto) cambi forma e quasi sempre anche volume, un cambiamento che viene ben sintetizzato da un ellissoide a tre assi;
- l'asse massimo di questo ellissoide è la linea lungo la quale la roccia ha trovato la minima resistenza possibile nel campo di forze che la stava deformando (asse principale X), quindi è di solito la linea di massima deformazione;
- ortogonalmente ad esso troviamo gli assi Z e Y, rispettivamente il più piccolo e l'intermedio dell'ellissoide, anch'essi ortogonali tra loro, parallelamente ai quali la roccia è stata sottoposta a deformazione rispettivamente minima e intermedia;
- a questo punto è evidente che i minerali blastici, che sono stati "costretti" a nascere per metamorfismo, sono cresciuti secondo la direzione lungo la quale hanno trovato la minor resistenza possibile, così divenendo un sicuro *marker* dell'asse X nell'analisi della deformazione subita dalla roccia.

La lineazione d'allungamento mineralogico è (quasi) sempre associata ad una foliazione che, come abbiamo visto, a sua volta può essere connessa a strutture di deformazione localizzata (le zone di taglio), oppure a pieghe di vario tipo.

In quest'ultimo caso, esaminando i rapporti angolari tra questa lineazione e gli assi delle pieghe coeve (anch'essi giacenti sulle medesime superfici di foliazione), si riscontra che tali angoli hanno variabilità massima, da 0° a 90°:

- da ciò si deduce che in uno stesso luogo non esiste una relazione fissa fra la *stretching lineation* e gli assi delle pieghe;
- questo fenomeno è essenzialmente dovuto alla geometria a guaina assunta comunemente dalle pieghe (*sheath folds*) che si sviluppano per deformazione di taglio sin-metamorfica;
- com'è già stato accennato, in queste pieghe (non cilindriche e non piane) le linee di cerniera sono fortemente disperse sui propri piani assiali, tanto che gli assi possono passare da ortogonali a paralleli alla lineazione mineralogica anche nello spazio di pochi decimetri.

È evidente che in un contesto di rocce metamorfiche deformate per pieghe bisogna prestare la massima attenzione a queste circostanze:

- la lineazione mineralogica indica sempre la giacitura dell'asse X dell'ellissoide dello strain finito, ovviamente solo quello relativo all'evento tettonico che ha generato quella lineazione;
- la possibile, alta variabilità giaciturale delle cerniere delle pieghe coeve impone di controllare l'angolo tra lineazione e assi delle pieghe, prima di attribuire valenza regionale alle misure di questi ultimi;
- tra le varie misure degli assi, raccolte in vari punti, solo quelle all'incirca ortogonali rispetto alla lineazione danno la giacitura vera delle direzioni assiali regionali e possono essere usate per analizzare la vergenza della fase tettonica in esame.

Invece, in zone di taglio è assai frequente rilevare l'associazione della lineazione d'allungamento mineralogico con una foliazione milonitica senza sviluppo di pieghe, di solito assai pervasiva e tipica delle cosiddette **tettoniti S-L**:

- si tratta di rocce fortemente deformate per taglio a partire da qualunque protolite e in regime metamorfico di grado variabile (Fig. 112A: milonite lungo una zona di taglio attraverso leucograniti ercinici nella South Armorican Shear Zone, Bretagna);
- in modo caratteristico, esse possono svilupparsi sia all'interno di una sola formazione rocciosa, sfruttandone gli orizzonti meno resistenti, sia attraverso più formazioni tagliandone i reciproci contatti secondo geometrie tipo *flat-ramp-flat*;
- in sezione sottile mostrano *microfabric* milonitico con ricristallizzazione a grana fine (*comminution*) (Fig. 112B) di livelli alternati di quarzo chiaro e feldspato scuro, paralleli alla foliazione milonitica (S) e cosparsi di porfiroclasti di granato;

- questa microstruttura si traduce in una vistosa *stretching lineation* (L) di minerali sulla scistosità (S) milonitica, circostanza che viene descritta con l'espressione tettoniti S-L;
- ma quest'ultima può anche essere assente, nel qual caso abbiamo delle semplici tettoniti L.



Fig. 112A

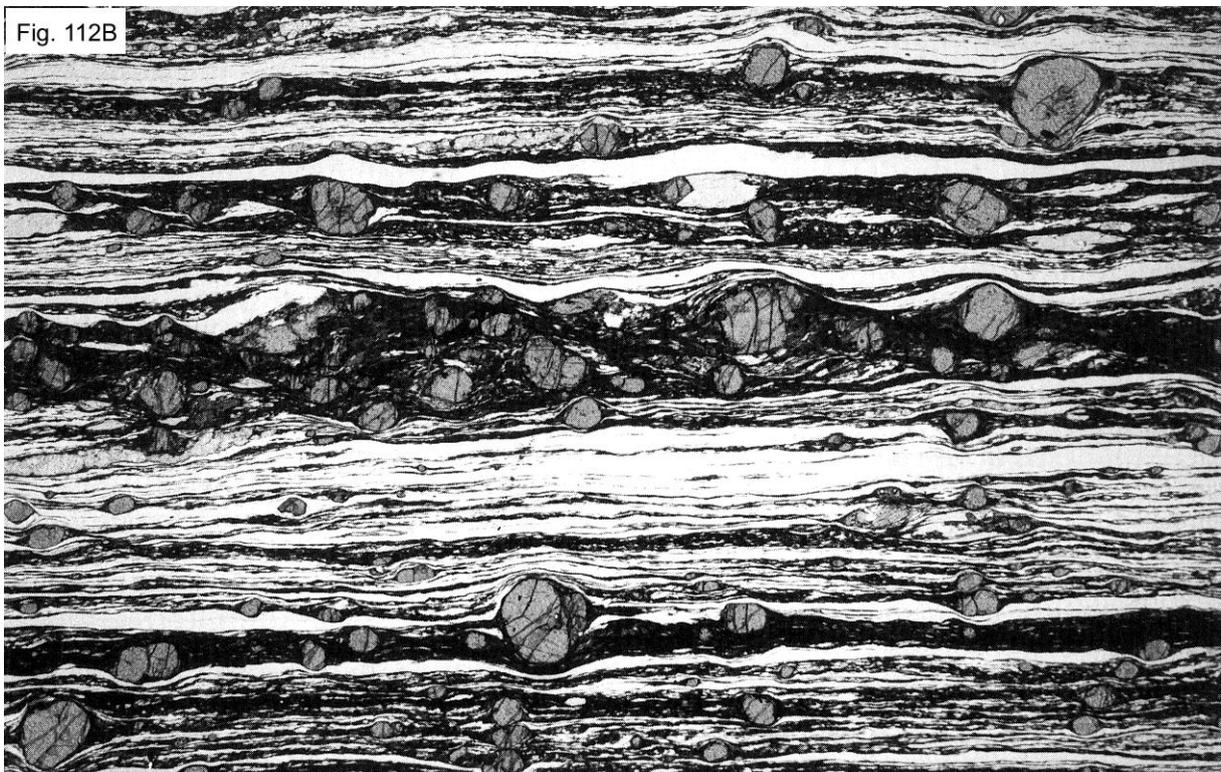


Fig. 112B

Un tipo particolare di lineazione mineralogica è dato dalle *pressure shadow*, letteralmente “code di ombra di pressione” (Fig. 113).

Si tratta di strutture minori (quasi) esclusive di rocce metamorfiche, anche di basso e bassissimo grado ma comunque con accentuato sviluppo di foliazione, e sono costituite da ricristallizzazioni fibrose su due lati opposti di un oggetto rigido (clasto, fossile, grosso cristallo, aggregato policristallino di pirite ecc.) che oppone alla deformazione una resistenza ben maggiore della “matrice” nella quale è contenuto:

- questa sua resistenza fa in modo che la foliazione, ovunque più o meno ben formata, sia costretta a “girargli intorno” senza attraversarlo;
- in questo modo si individuano due piccoli volumi di matrice, di dimensioni da sub-millimetriche a centimetriche, ai due lati opposti dell’oggetto e disposti in senso parallelo alla foliazione, nei quali la deformazione di taglio e raccorciamento è trascurabile;
- di conseguenza questi volumi si trovano in “ombra di pressione”, cioè “al riparo” della deformazione che determina la foliazione;
- sono questi i luoghi dove si sviluppano le “code”, strutture cristalline fibrose a calcite, quarzo, ecc. le cui fibre nascono e si accrescono parallelamente ai piani della foliazione generale.

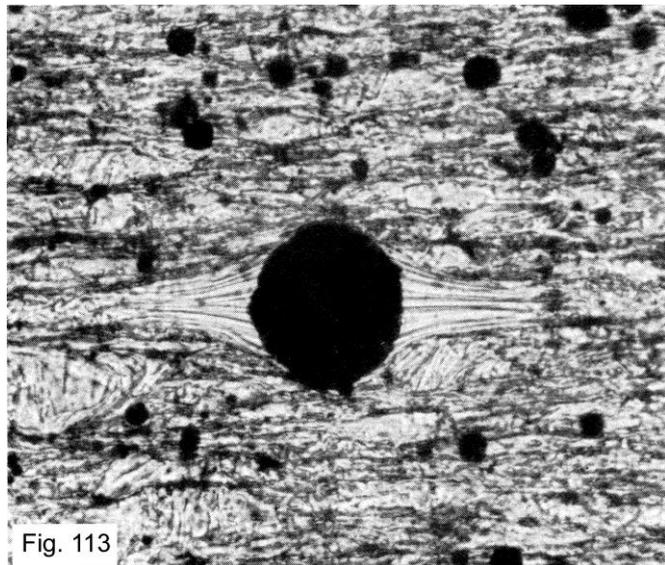


Fig. 113

Le *pressure shadow* sono fra le strutture minori più adatte ad indagare la deformazione progressiva, ma nei casi reali è assai frequente che esse abbiano geometrie 3-D ad andamento elicoidale denunciando una storia deformativa più complessa di quanto possa apparire ad un primo esame della roccia.

## 11.5 CIOTTOLI, BLOCCHI E OOIDI

Per deformazione i clasti di conglomerati e breccie, le ooliti di alcuni calcari e *ironstone*, ecc. divengono più o meno appiattiti e allungati sulla foliazione di piano assiale di una struttura a pieghe, oppure sulla scistosità associata a una zona di taglio.

La Fig. 114 mostra un blocco delle metabreccie marmoree della successione metamorfica di Punta Bianca (promontorio orientale di La Spezia):

- la stratificazione è marcata dall’intercalazione nelle metabreccie di strati arenitici violaceo-nerastri, visibili sulla sinistra;
- sulla faccia esposta (quasi parallela al piano principale XZ dell’ellissoide dello strain) i clasti marmorei appaiono tutti appiattiti e allungati secondo una famiglia di superfici a basso angolo sulla  $S_0$ , che rappresentano la scistosità  $S_1$ ;
- naturalmente, le due superfici creano una chiara lineazione d’intersezione ben riconoscibile su entrambe,
- ma oltre a questa, sui piani della  $S_1$  è possibile riconoscere anche la *stretching lineation*, questa volta rivelata dalle linee tra loro parallele di massimo allungamento acquisito dai clasti marmorei.

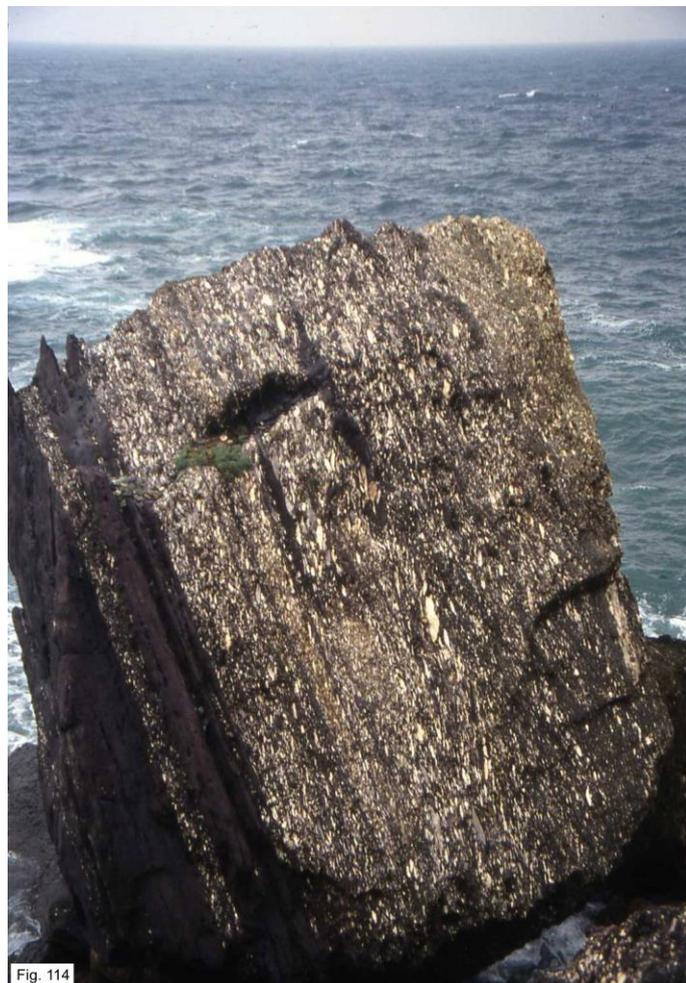


Fig. 114

## 11.6 ROD, MULLION E BOUDIN

Questi tipi di lineazioni vengono presentati insieme perché di solito le loro morfologie sono molto simili, tanto da non giustificare tre gruppi nettamente separati.

I **rod** sono aggregati monominerali (quarzo, carbonati, ecc.) di forma allungata che si generano non per modificazione dell'originario *layering*, ma come effetto di processi metamorfici o di flusso di fluidi in rocce sotto deformazione. Hanno forma cilindrica, sono paralleli agli assi delle pieghe minori locali e in genere s'incontrano nelle zone di cerniera di queste.

I **mullion** sono forme allungate aventi aspetto di scanalature a geometria cilindrica parallele agli assi delle pieghe. Si formano a carico di livelli rocciosi competenti intercalati in orizzonti più plastici e risultano molto evidenti lungo i contatti fra i diversi materiali. Si tratta in pratica di pieghe minori con cerniere di forma arrotondata se a nucleo si trova il litotipo più competente, ordinatamente alternate a pieghe di forma acuta con nucleo fatto dal litotipo meno competente (Fig. 115A). Gli assi di queste strutture sono ovviamente paralleli agli assi delle pieghe maggiori coeve (Fig. 115B).



I *boudin* sono strutture formate per segmentazione di un corpo tabulare preesistente (uno strato, un filone, ecc.) e generalmente più competente del materiale in cui è intercalato. Quando il *boudinage* è ben sviluppato, i *boudin* hanno forma di parallelepipedi piuttosto sottili (perché il livello di partenza ha in genere uno spessore assai limitato rispetto alle sue dimensioni longitudinali), hanno larghezza variabile ma solitamente poco maggiore dello spessore, invece sono molto lunghi e tutti paralleli tra loro e anche alle cerniere delle locali pieghe coeve (Fig. 116).

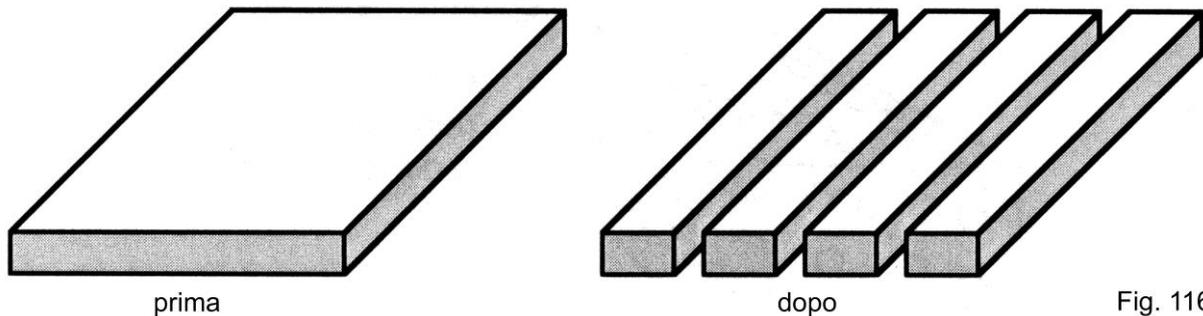


Fig. 116

La sezione sulla quale la struttura dei *boudin* è meglio riconoscibile è quella ortogonale alla loro massima dimensione (sezione coincidente con il piano XZ dell'ellissoide dello strain finito):

- la struttura può mostrare una semplice serie di strozzature del livello (Fig. 117A), una configurazione detta *pinch and swell* (pizzicotto e rigonfiamento) dovuta a debole contrasto di competenza tra esso e i materiali in cui è intercalato;
- se il contrasto è un po' maggiore, i *boudin* sono ben formati e con angoli smussati per locale deformazione di taglio semplice, una configurazione indicata come *fish mouth structure* (Fig. 117B);
- ma se il contrasto è molto forte (argilliti e arenarie compatte grossolane, filone quarzoso e marne, ecc.), si nota che i *boudin* sono ben separati e nelle interruzioni del livello competente la locale decompressione ha richiamato il materiale plastico circostante che appare deformato da vistosi piegamenti localizzati (Fig. 117C).

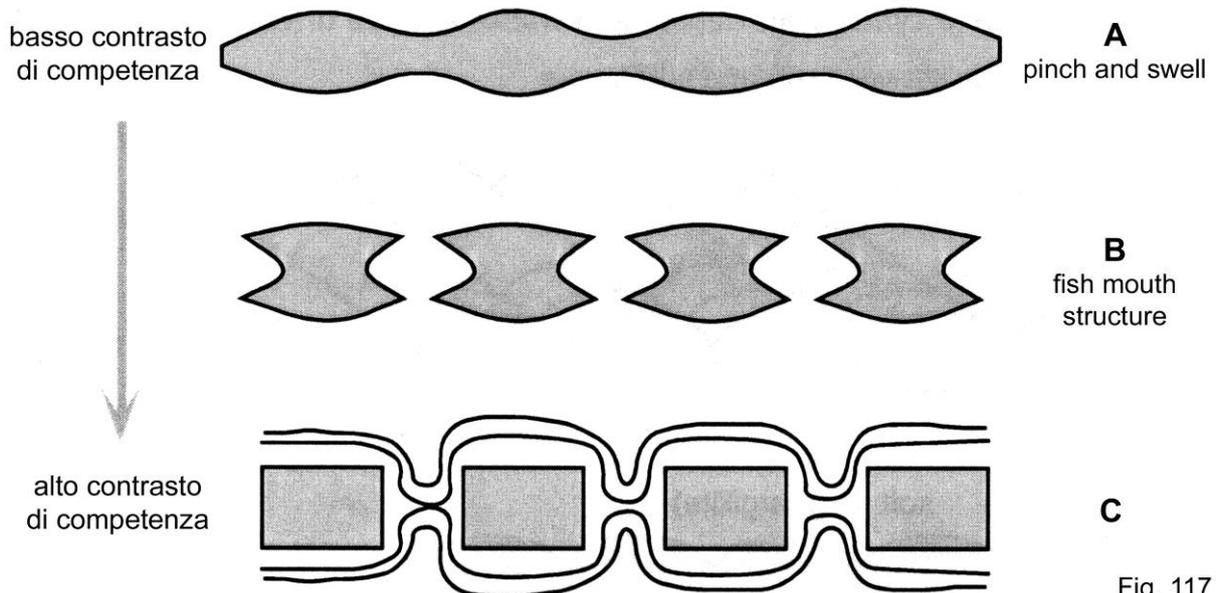


Fig. 117

## 12. DEFORMAZIONE PER PIEGAMENTI SOVRAPPOSTI

In ogni orogene sono conosciute strutture dalla geometria variamente complicata, generate dal sovrapporsi di pieghe su rocce che già contengono precedenti strutture a pieghe. Lo sviluppo di tali strutture è dovuto a fenomeni deformativi variati e complessi, riconducibili a questi principali scenari:

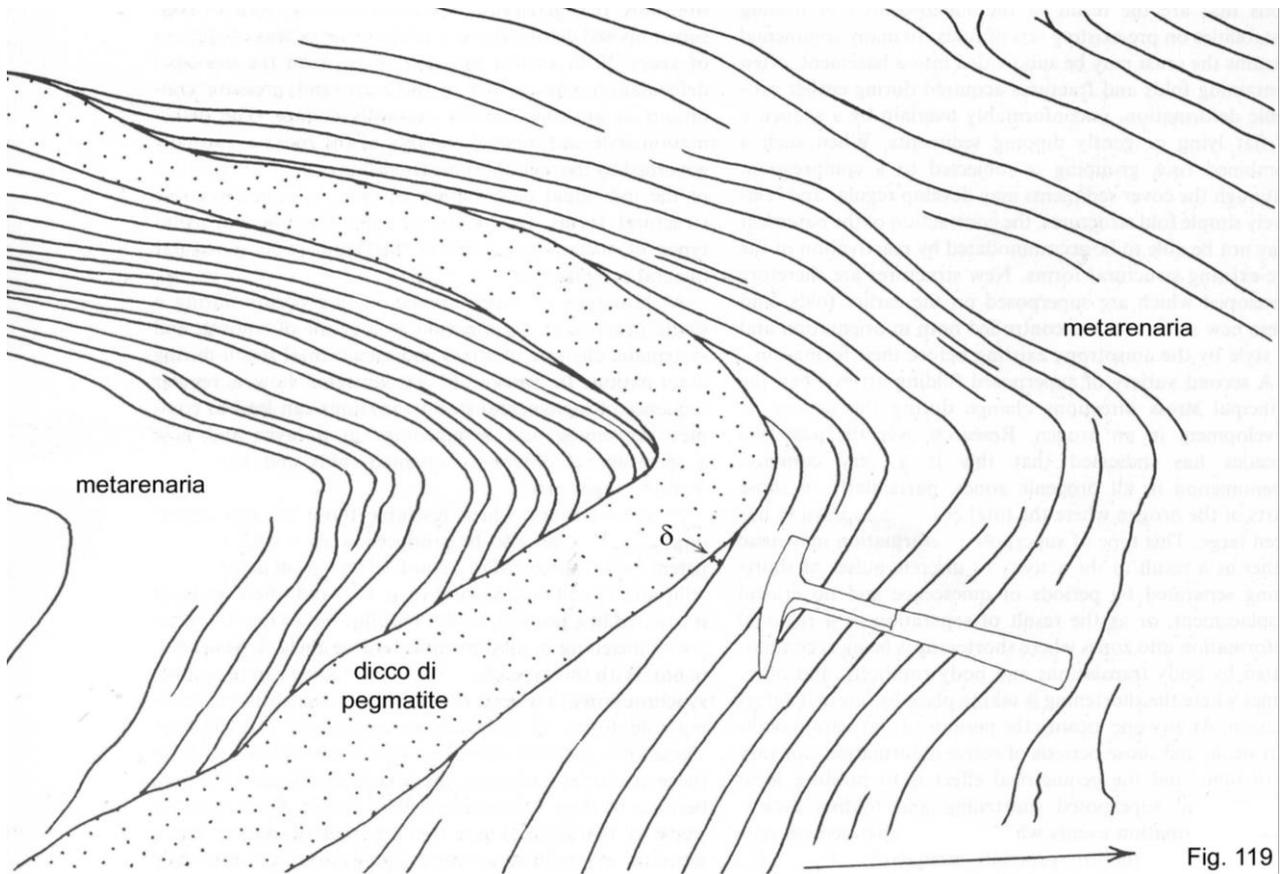
- molte regioni continentali hanno un basamento, con sistemi di pieghe e fratture frutto di una vecchia deformazione orogenetica, ricoperto in discordanza da successioni stratigrafiche in giacitura orizzontale o debolmente inclinata. Se questo insieme di rocce subisce una nuova deformazione, nella copertura si sviluppa un regolare assetto a pieghe, ma nel basamento il raccorciamento può non realizzarsi attraverso la riattivazione delle vecchie strutture. Di conseguenza nascono nuove strutture a spese di tutte le precedenti, che però possono influenzare orientazioni e stili delle nuove deformazioni;
- ma sovrapposizione di pieghe può anche nascere in uno stesso fenomeno orogenetico se le direzioni degli stress principali variano durante il suo sviluppo, in particolare nei settori che subiscono grande raccorciamento crostale. Tale sovrapposizione può essere prodotta dal succedersi di fasi deformative separate da periodi di quiescenza tettonica, oppure da evoluzioni più complicate tramite meccanismi deformativi diversi, ma coevi e attivi in regioni adiacenti. In generale, il tempo in cui queste principali fasi deformative si susseguono è di decine di Ma; questo fa sì che durante il processo orogenetico cambino le condizioni di temperatura e pressione nei diversi settori crostali, nei quali è possibile che si creino chiare sequenze di strutture accompagnate da specifiche paragenesi metamorfiche;
- un terzo modo di formare pieghe ripiegate si può avere nello sviluppo di un solo evento di deformazione progressiva, come risultato di cambi regolari e sistematici dello stress e dello strain incrementali durante l'intero processo.

### 12.1 PIEGAMENTO DI SUPERFICI TRA LORO NON PARALLELE



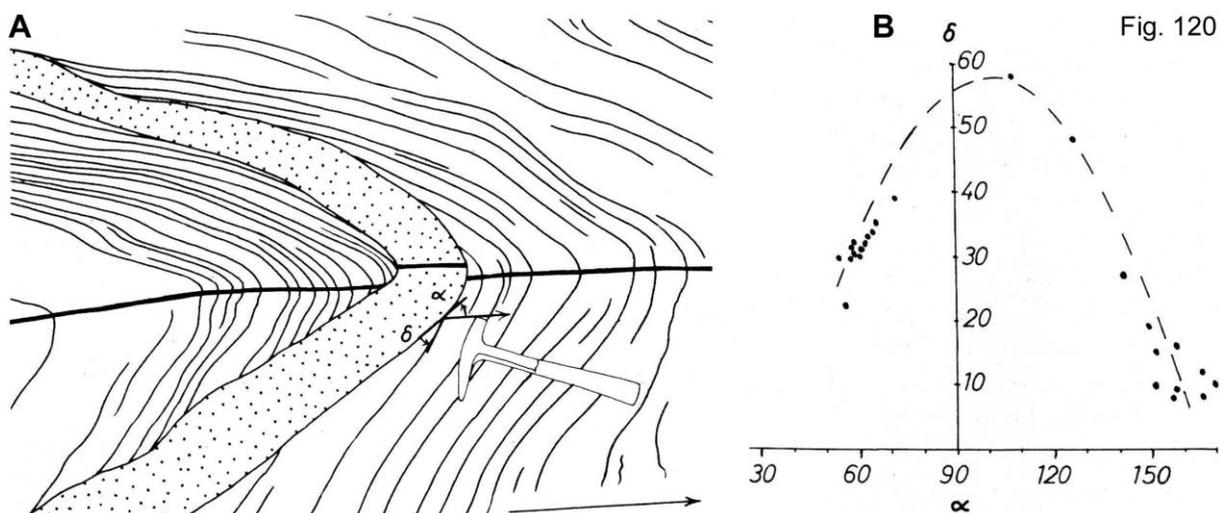
Fig. 118

La Fig. 118 rappresenta un affioramento di metarenarie della successione del Moine attraversate da un filone pegmatitico discordante. Gli strati delle metarenarie e il filone sono deformati insieme da una piega: si nota che lontano dalla zona di cerniera i loro rapporti angolari sono abbastanza costanti, mentre nella zona di cerniera e nei suoi dintorni l'angolo  $\delta$  filone- $S_0$  varia, e la cosa risulta più chiaramente nel disegno di Fig. 119.



Nei 28 punti d'intersezione del filone con la  $S_0$ , sia all'intradosso che all'estradosso della piega, misuriamo l'angolo  $\delta$  fra le due strutture, e in ciascuno di essi anche l'angolo  $\alpha$  tra il limite del filone e la linea di riferimento in basso a destra, parallela alla traccia media del piano assiale della piega, come indicato in Fig. 120A. Se plottiamo le coppie degli angoli misurati ( $\delta$  in ordinate e  $\alpha$  in ascisse) otteniamo il grafico di Fig. 120B:

- si vede che gli angoli  $\delta$  hanno valori sistematicamente maggiori in un fianco della piega e minori nell'altro;
- inoltre i dati sono ben raggruppati per il fatto che la piega ha forma quasi a *kink* con piccola cerniera e fianchi lunghi e abbastanza planari;
- se confrontati col valore dell'angolo medio filone- $S_0$  lontano dalla piega, i  $\delta$  del fianco inferiore e quelli del fianco superiore sono rispettivamente maggiori e minori di quel valore;



- questa è una circostanza geometrica ricorrente in pieghe a carico di superfici discordanti ed è da attribuire alla diversa deformazione totale all'interno dei due fianchi (ad esempio, si pensi al caso di pieghe per *flexural slip*).

Se consideriamo la traccia del piano assiale della piega all'estradosso del dicco, nel dicco e al suo intradosso (Fig. 120A), si nota che possiamo disegnare tre segmenti tra loro praticamente paralleli ma non allineati: la ragione di questo sta nella discordanza iniziale e risulterà più chiara nel prossimo esempio.

Infine, nel caso di pieghe di seconda generazione a carico di pieghe di prima generazione, la variabilità di angoli ai fianchi delle cerniere giovani ci dice che lo stile (apertura e forma della cerniera) delle pieghe vecchie può, o meglio deve risultare modificato. Ne consegue che in assetti deformati da più fasi plicative è scorretto usare lo stile delle pieghe per attribuirle a una specifica fase deformativa.

## 12.2 PIEGHE DI TAGLIO SOVRAPPOSTE A PIEGHE PIÙ VECCHIE

In base a quanto appena visto, consideriamo come vengano deformati i fianchi e i piani assiali (PA) di due consecutive pieghe di prima generazione se sottoposte a successivo piegamento per taglio semplice. Sembra un proposito "cervellotico" ed è possibile che al momento le finalità dell'analisi siano oscure, ma aspettate di vederne gli esiti e le loro potenziali ricadute sulle numerose strutture reali messe in luce da rilievi geologico-strutturali (in cava, in miniera, in acquiferi reali o potenziali, ecc.).

Per semplicità di rappresentazione le pieghe vecchie ( $D_1$ ) si immaginano a *kink* con  $PA_1$  ed  $A_1$  verticali, mentre quelle giovani ( $D_2$ ) hanno cerniere incurvate,  $PA_2$  verticali e ortogonali ai  $PA_1$  e  $A_2$  verticali.

La Fig. 121 illustra il profilo delle due pieghe vecchie in un sistema di riferimento ad assi ortogonali X e Y. Le cerniere sono acute e ristrette, praticamente puntiformi, e i fianchi **p** e **q** sono lunghi e rettilinei con orientazioni iniziali  $\theta_p$  e  $\theta_q$  rispettivamente di  $+21^\circ$  (misurata in senso antiorario) e  $-21^\circ$  (misurata in senso orario) rispetto all'asse X di riferimento. E' anche indicato l'angolo  $\alpha$  di apertura delle pieghe; infine, per collegarci al caso precedente, è stato anche aggiunto un filone rettilineo **d** che inizia dall'origine degli assi XY ed ha orientazione qualunque  $\theta_d$  sul piano del modello.

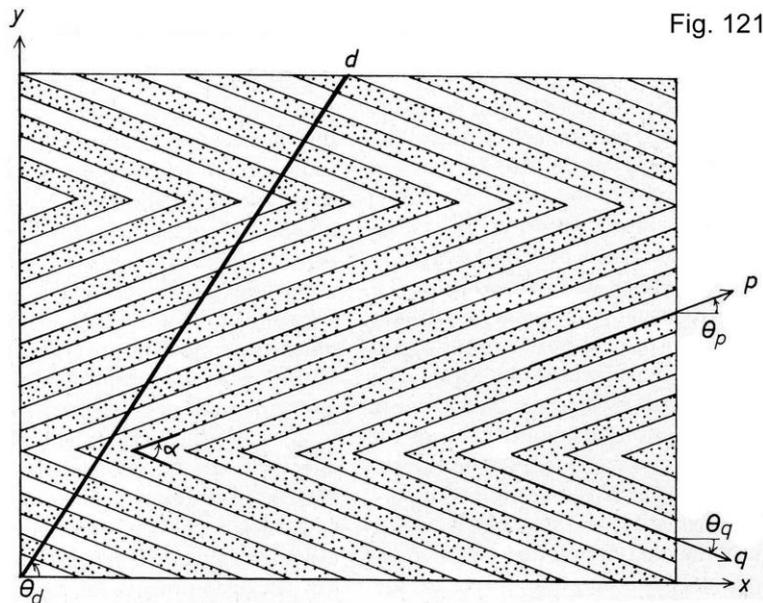


Fig. 121

Per il momento lavoriamo solo in due dimensioni, quelle della figura, e trascuriamo cosa succede nella terza dimensione lungo la quale si sviluppano le zone di cerniera vecchie e giovani.

La deformazione imposta dalle pieghe  $D_2$  produce l'assetto strutturale di Fig. 122. Se immaginiamo che il modello delle  $D_1$  sia disegnato sulla superficie laterale di un pacco di schede, alla stregua di quanto fatto nelle *session* 1-2-3 di Ramsay e Huber (1983), lo stato deformato finale si ottiene spostando il pacco di schede con due forme di legno sagomate ad antiforme e sinforme secondo un profilo sinusoidale.

Se disegniamo le tracce dei PA delle quattro pieghe della struttura finita (Fig. 123), si osserva che:

- quelle relative alle pieghe a *kink* ( $PA_1$ ) sono piegate in modo congruente ai fianchi delle stesse;
- quelle delle successive pieghe ( $PA_2$ ) sono tutte parallele all'asse Y ma mostrano netti spostamenti nell'attraversare le tracce dei  $PA_1$ , e questo dipende dalle diverse orientazioni iniziali della  $S_0$  nei fianchi **p** e **q**;
- si noti che i punti di massima curvatura di ogni livello non coincidono con i punti in cui ogni livello piegato è parallelo all'asse X, e questo appare evidente dalla piega disegnata dal filone;

- queste nette deviazioni ci avvertono che, in assetti a pieghe ripiegate, in settori adiacenti di una piega  $D_2$  dobbiamo aspettarci giaciture leggermente diverse del PA, essenzialmente dipendenti dall'orientazione dei fianchi delle pieghe  $D_1$  rispetto all'orientazione dell'ellissoide dello strain finito del secondo piegamento.

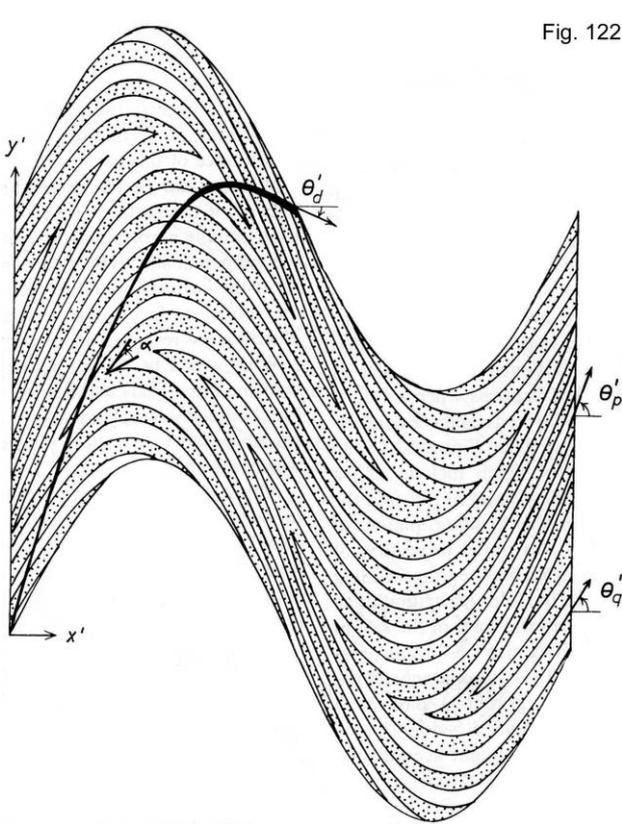


Fig. 122

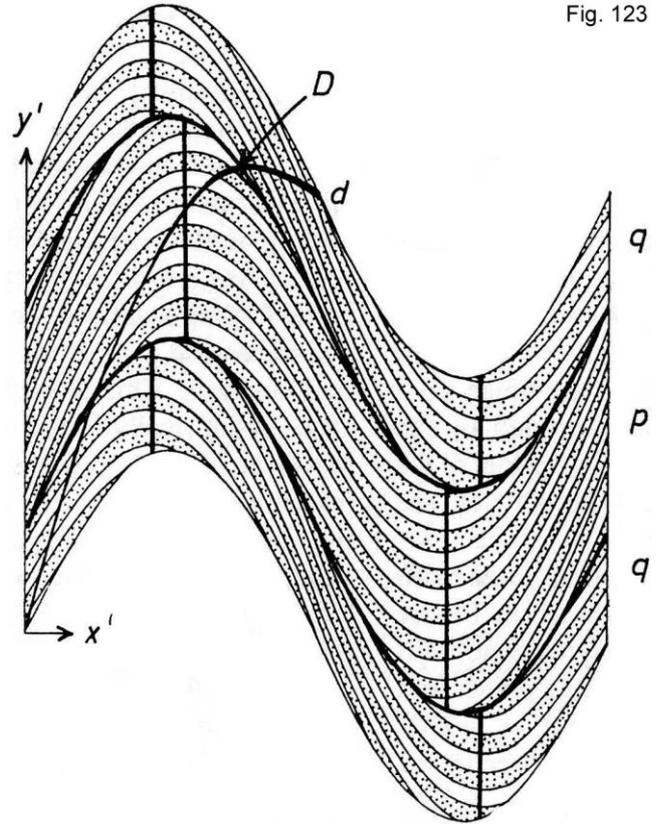


Fig. 123

Misuriamo ora i nuovi angoli d'apertura  $\alpha'$  delle cerniere  $D_1$  ripiegate e negli stessi punti gli angoli  $\theta'_p$  assunti dalle nuove orientazioni della  $S_0$  del fianco  $p$  delle pieghe  $D_1$ , poi riportiamo i primi in ordinate e i secondi in ascisse:

- in Fig. 124 compare questo diagramma relativo a sole sei coppie di angoli che tuttavia permettono di identificare la distribuzione asimmetrica dei punti rispetto alla traccia del PA<sub>2</sub>;
- inoltre, non casualmente il valore massimo di  $\alpha'$  è di 42° (come l'apertura iniziale delle pieghe  $D_1$ ) ed è proprio in corrispondenza del valore di  $\theta'_p$  di 21° (come quello iniziale);
- in tutti gli altri punti le aperture  $\alpha'$  sono minori di quelle iniziali e tendono a diminuire con l'aumentare della quantità di taglio semplice adottato nell'esperimento;
- in sintesi, le geometrie inizialmente molto più aperte delle pieghe  $D_1$  vengono trasformate in stile praticamente isoclinale;
- l'esperimento dice quindi che dopo il secondo piegamento gli stili delle pieghe  $D_1$  cambiano anche di molto, ma questo non autorizza la loro attribuzione a fasi diverse di deformazione.

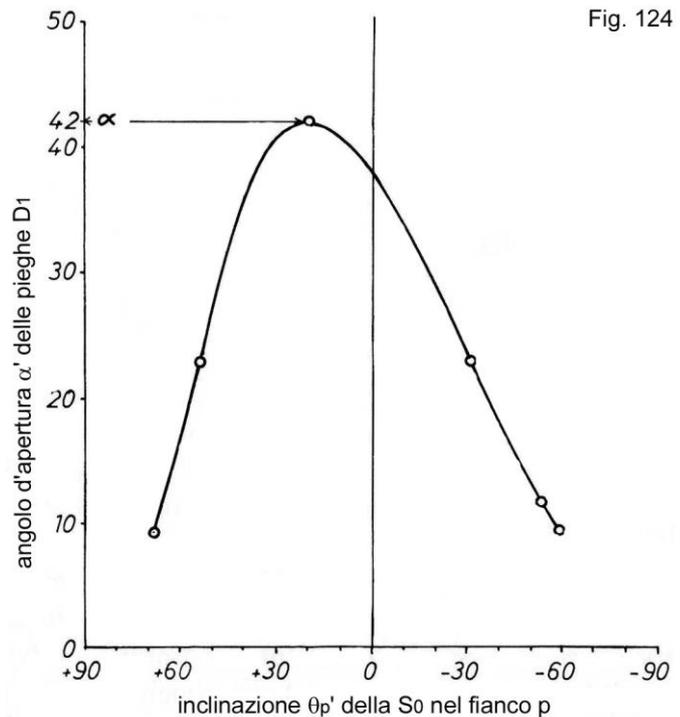


Fig. 124

Ora facciamo una proiezione nella terza dimensione e supponiamo che i fianchi  $p$  e  $q$  delle pieghe  $D_1$  abbiano la  $S_0$  ortogonale al profilo delle medesime, quindi al piano della Fig. 121: come diventa la struttura ripiegata?

Dobbiamo ovviamente guardare la cosa in 3-D e la Fig. 125 ci aiuta:

- prima di tutto rendiamoci conto che la ortogonalità dei fianchi **p** e **q** al profilo impone che anche gli assi  $A_1$  siano ortogonali ad esso, non può essere altrimenti;
- siccome il taglio semplice che usiamo per produrre le pieghe di 2° fase determina spostamento solo orizzontale, cioè esattamente ortogonale agli  $A_1$ , questi non vengono ruotati dal nuovo piegamento e gli assi delle pieghe  $D_2$  sono tutti paralleli tra loro e agli  $A_1$ .

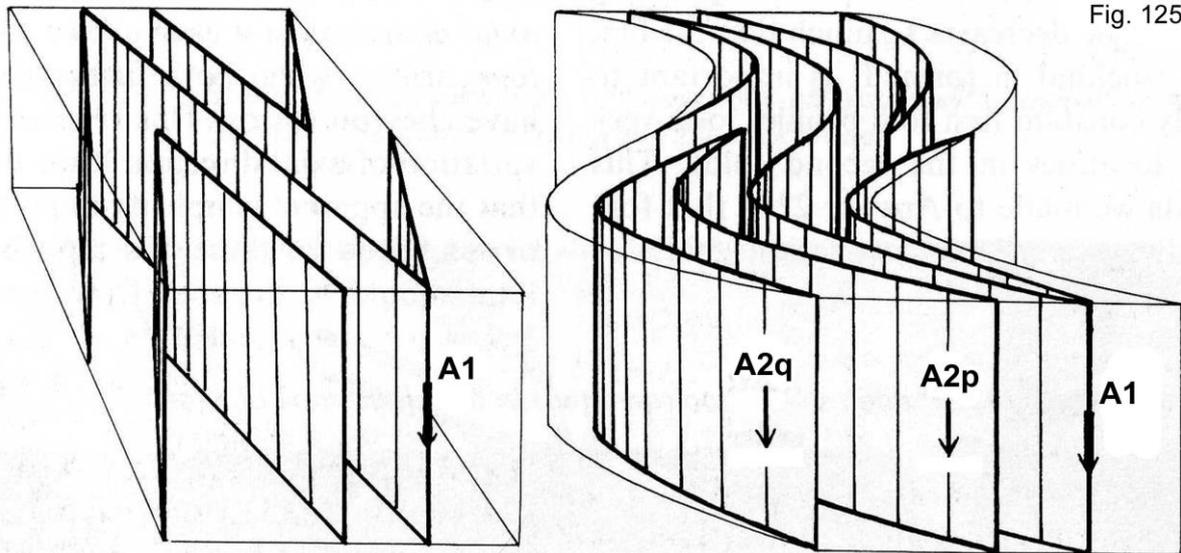


Fig. 125

Questo caso è quindi rivelato dal parallelismo di  $A_2$  e  $A_1$  ..... Ma allora come facciamo ad affermare che una piega è  $D_2$  e un'altra è  $D_1$ ? Ci sono d'aiuto le strutture minori, soprattutto le foliazioni  $S_1$  e  $S_2$  e i loro reciproci rapporti d'intersezione ..... e se queste non sono sufficientemente visibili all'affioramento, un accurato rilevamento geologico-strutturale porta a risolvere il problema ..... quasi sempre.

Nei due *block-diagram* di Fig. 125 è immediato identificare i due profili delle facce superiori con dei piani orizzontali (ad esempio, la superficie terrestre), quindi gli  $A_1$  e  $A_2$  sono verticali, come pure i  $PA_1$  e  $PA_2$  (tra loro ortogonali). E se invece i  $PA_1$  sono ancora verticali, ma gli  $A_1$  diventano inclinati rispetto al piano orizzontale?

- prima di tutto quest'ultimo cessa di essere il profilo delle pieghe  $D_1$ ;
- poi i fianchi **p** e **q** con le loro stratificazioni assumono giaciture con inclinazioni contrapposte (Fig. 126), i primi verso sinistra e gli altri verso destra;
- la particolare disposizione tridimensionale di cerniere e fianchi delle pieghe  $D_1$  fa sì che nel fianco **p** la  $S_0$  intercetti i piani di taglio  $D_2$  secondo linee d'intersezione  $D_{2p}$  tutte parallele e inclinate verso sinistra;
- nei fianchi **q** le medesime linee d'intersezione  $D_{2q}$  appaiono ancora tra loro parallele ma inclinate verso destra;

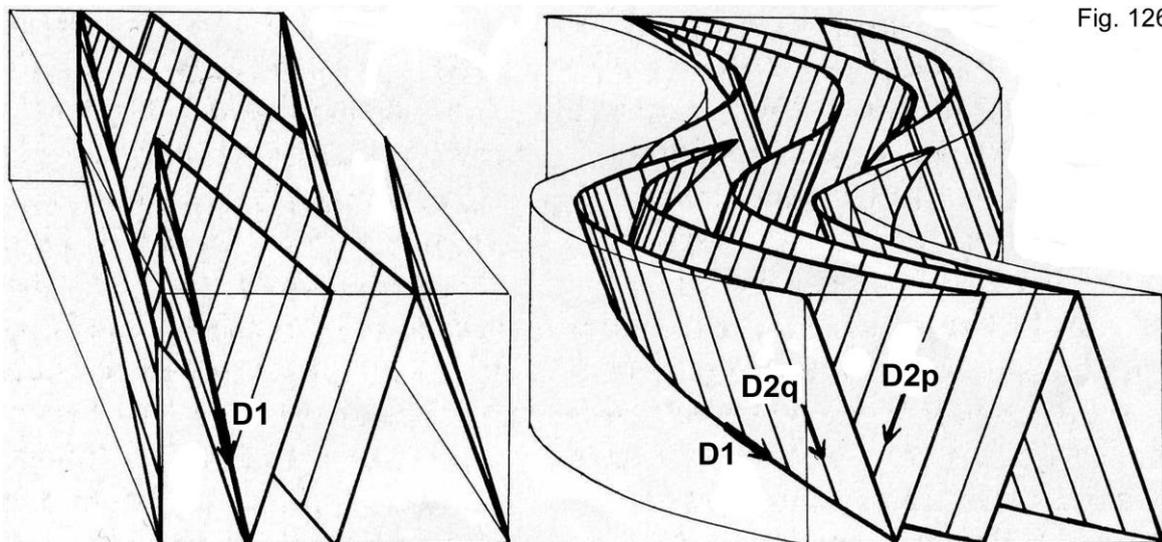


Fig. 126

- quindi gli  $A_2$  hanno tutti la medesima direzione ma immersioni opposte (o comunque variabili) a causa dell'opposta immersione della  $S_0$  nei due fianchi  $D_1$ ;
- si conclude che se le pieghe di taglio semplice  $D_2$  deformano superfici variamente orientate rispetto al taglio, non solo i  $PA_2$  nascono leggermente disassati, ma dobbiamo anche attenderci che gli  $A_2$  abbiano alcune diverse orientazioni, nel nostro esempio almeno due;
- quando verifichiamo un caso del genere, siamo anche certi che l'angolo d'apertura delle pieghe  $D_1$  visibile sulle sezioni orizzontali e verticali non è quello vero, che invece può facilmente essere ottenuto per mezzo di proiezione stereografica (come?).

### 12.3 STRUTTURE DA INTERFERENZA DI PIEGHE

La Fig. 127 illustra un affioramento in Alpi svizzere centrali con un complicato assetto piegato. L'associazione litologica affiora presso Cristallina (Svizzera) ed appartiene alle Unità Lepontine del Dominio Pennico; si tratta di un ortogneiss granodioritico del complesso ercinico, tagliato da livelli chiari di pegmatiti e apliti parallele alla scistosità principale, e il tutto è stato nuovamente deformato in facies anfibolitica durante l'orogenesi alpina.

Le pieghe sono molto evidenti, essendo marcate dall'andamento dei livelli leucocratici sul fondo scuro degli ortogneiss, e a una prima occhiata sembra di poter distinguere almeno due generazioni di piegamento ..... Ma le pieghe minori a sinistra del martello potrebbero essere le parassite di quella più grande alla destra del martello? E guardando con attenzione, nell'intrico delle vene più sottili sembra di vedere altre piccole cerniere? Allora quante generazioni di piegamento si distinguono?

Il compito non è facile, soprattutto se non si ha sufficiente esperienza; ma come al solito, Ramsay e Huber mettono a disposizione il *line-drawing* della fotografia (Fig. 128), nel quale sono riprodotte le strutture essenziali più appariscenti e sono omessi i particolari minori. Su di esso possiamo eseguire i seguenti passaggi di analisi:

- disegnare le tracce dei PA di tutte le pieghe e dire quanti eventi di piegamento si possono riconoscere in quest'affioramento;
- esprimere le caratteristiche geometriche di queste tracce e descrivere lo stile delle varie pieghe, discutere il significato meccanico delle loro forme.

Ognuno provi a tracciare i PA che riconosce e cerchi di rispondere almeno al primo punto, prima di confrontare il proprio risultato con l'analisi di Ramsay e Huber (1987) riportata in Fig. 129, nella quale le lettere indicano zone in cui le strutture sono commentate dagli autori.

L'affioramento è dominato da due pieghe aperte con tracce dei PA decorrenti da alto sinistra a basso destra:

- lungo le due tracce le pieghe cambiano apertura, probabilmente a causa di risposte meccaniche non omogenee dei vari volumi coinvolti in esse;
- le medesime tracce sono quelle con l'andamento meno disturbato, specialmente se confrontate con le altre, e possono quindi essere attribuite all'ultimo evento plicativo;
- altre piccole pieghe sotto la zona **I** si trovano sul prolungamento della traccia del PA inferiore, hanno tracce parallele ad essa e sono attribuite alla medesima generazione di strutture.

La forma a S di queste pieghe è marcata anche dall'andamento di altre tracce di PA (zona **D**) appartenenti ad altre pieghe che appaiono deformate dalle due a S e sono quindi attribuibili ad un evento plicativo antecedente:

- queste "nuove" pieghe hanno stile sistematicamente diverso da quello delle due a S, ma come abbiamo visto questo criterio spesso è insufficiente a separare strutture da riferire a due diverse generazioni, che sono invece correttamente distinte dall'osservare i loro rapporti di sovrapposizione (in questo caso "**chi piega chi**");
- si noti che le tracce di PA delle pieghe a S sono leggermente spostate all'attraversamento delle "nuove" tracce, una caratteristica che abbiamo già constatato nell'esperimento di Fig. 123;
- la cosa è ben evidente in basso a destra dell'immagine, ma piccoli spostamenti possono essere individuati anche fra le zone **H** e **D**, tutto dipende dal dettaglio dei nostri personali disegni dei PA rispetto a quello proposto dagli autori.

A questo punto è possibile e necessario fissare la successione temporale delle tre generazioni di pieghe:



Fig. 127

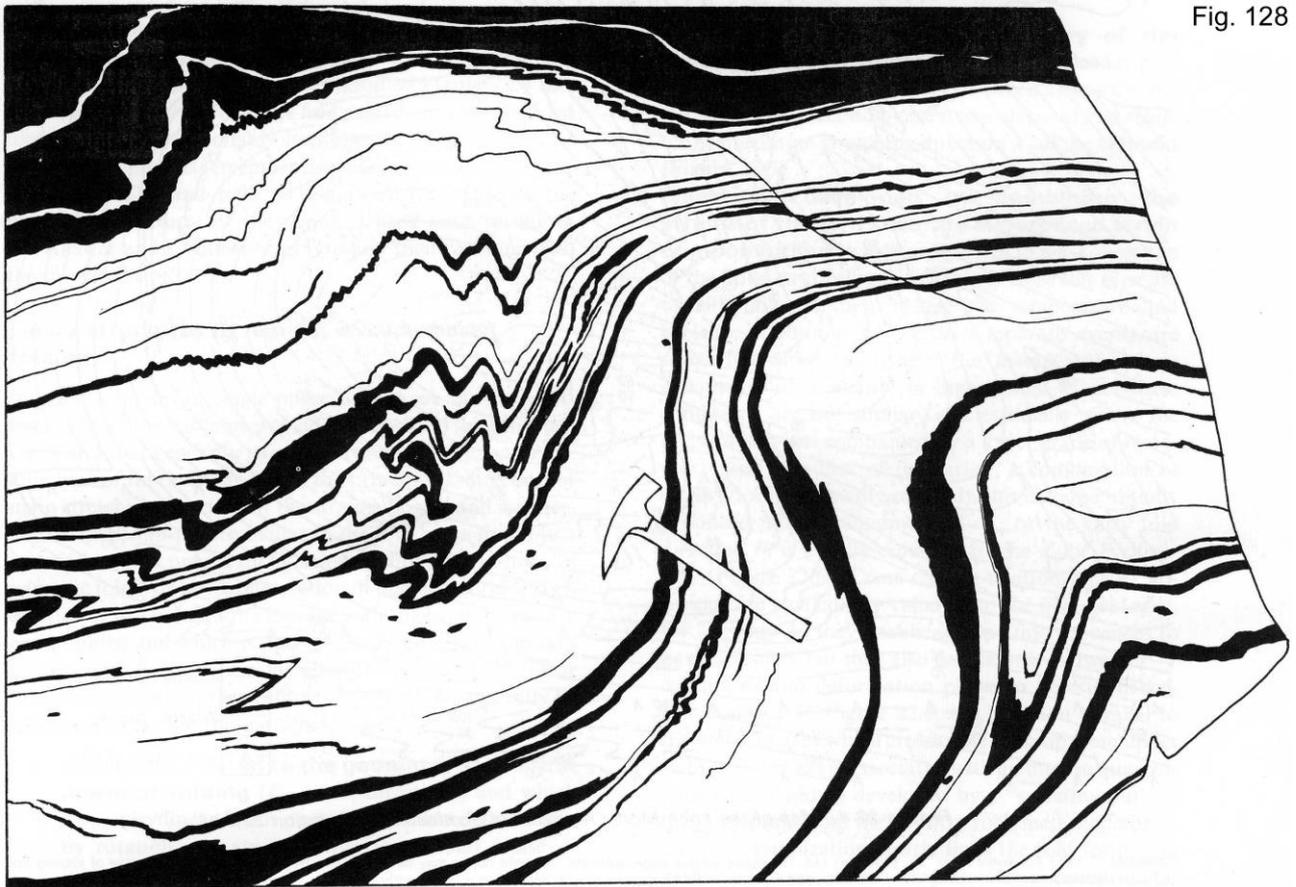


Fig. 128

- le due pieghe a S e quelle minori in zona **I** sono dell'ultima generazione, la terza ( $D_3$ ), e sono quindi etichettate come  $F_3$  con  $PA_3, A_3, S_3$ , ecc.;
- le pieghe "nuove" sono di seconda generazione ( $D_2$ ) e sono etichettate come  $F_2$  con  $PA_2, A_2, S_2$ , ecc.;
- infine le pieghe "ultime" sono di prima generazione ( $D_1$ ) e sono etichettate come  $F_1$  con  $PA_1, A_1, S_1$ , ecc. ....  
..... ma dove si vedono queste pieghe  $D_1$ ?

Nella zona **D** le pieghe minori  $D_2$  deformano andamenti particolari del *layering* gneissico:

- i filoncelli pegmatitico-aplitici sono organizzati in modo da convergere sistematicamente in alcuni punti, e questi punti non sono altro che cerniere molto strette di pieghe di cui possiamo tracciare i PA;
- queste "ultime" tracce vengono chiaramente deformate dalle pieghe della zona **D** e sono quindi da riferire ad una diversa generazione di strutture;
- alla scala dell'affioramento questa generazione appare essere la più antica, in quanto i PA e i fianchi di queste pieghe, tutti insieme, sono palesemente deformati dalle pieghe "nuove"  $D_2$ , che a loro volta sono deformate dalle pieghe  $D_3$  con geometria a S.

Dubbi possono sorgere circa l'attribuzione della piega della zona **B** alla  $D_2$  e non alla  $D_1$ , ma Ramsay e Huber fanno queste osservazioni:

- ammettono che affermare che la cerniera **B** sia di una piega  $F_2$  è una interpretazione;
- tuttavia notano che le pieghe in zona **D** sono certamente di seconda fase, hanno simmetria a Z e si interpretano come parassite in un fianco della piega **B**, mentre quelle in zona **E** hanno simmetria a S e si interpretano come parassite nell'altro fianco;
- i due gruppi di parassite indicano che la cerniera principale della piega **B** deve trovarsi tra di loro, ed è proprio quella del punto **B**;
- indirettamente la posizione della cerniera è anche ipotizzabile in alto a destra, sul prolungamento del medesimo  $PA_2$ , come sembra indicare la diminuzione di spessore da **C** a **C'** tra livelli omologhi sui due fianchi della stessa piega;
- questo pone ancor più in risalto come l'attribuzione di una piega ad una certa fase non possa essere fatta sulla base dello stile di una piega;
- la piega **B** sotto il manico del martello assomiglia molto alle pieghe subsoclinali in zona **F**, ma queste sono chiaramente  $F_1$ , mentre la **B** è una  $F_2$ ;

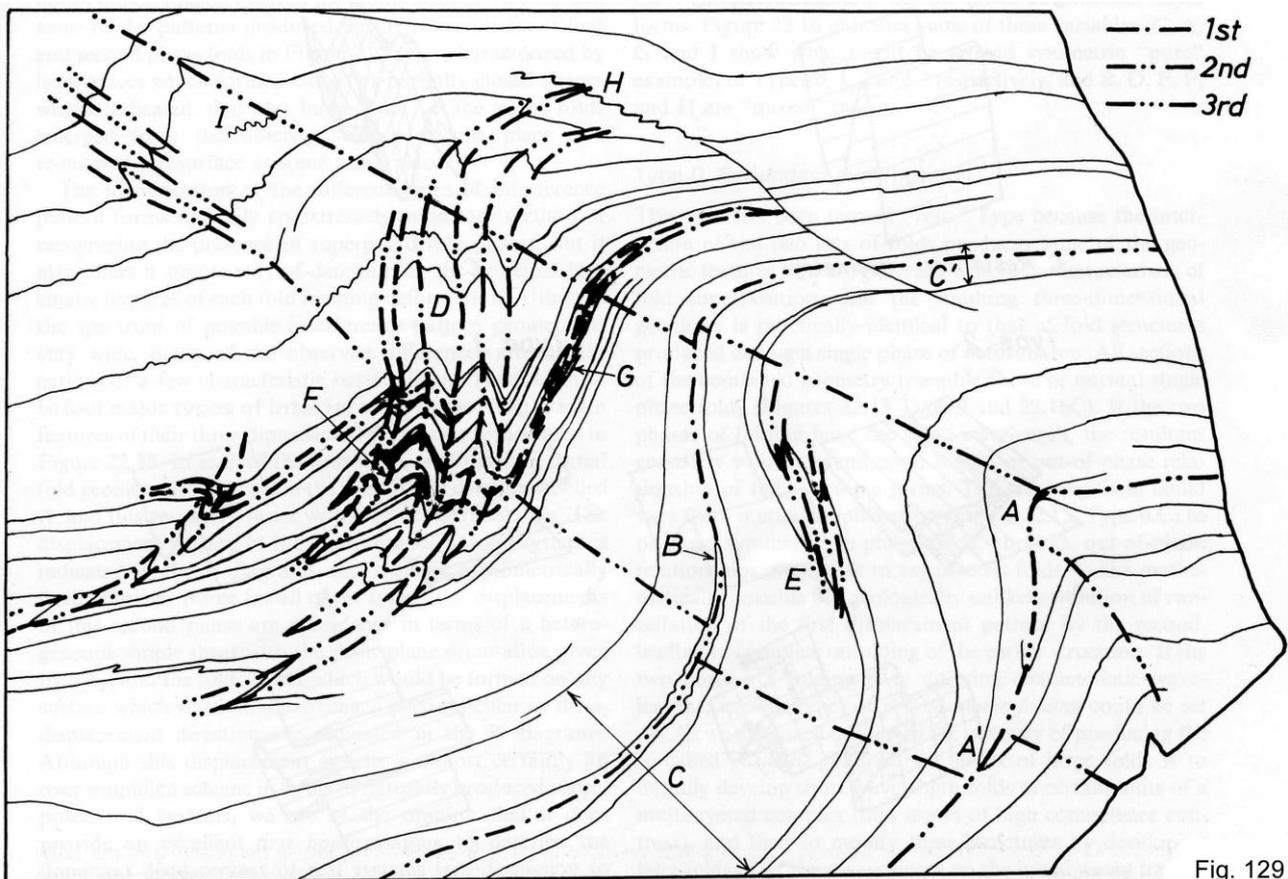


Fig. 129

- un ulteriore e spesso definitivo controllo viene dall'analisi microscopica di quale foliazione + relativa blastesi sia piegata nelle cerniere delle pieghe  $F_1$  e della piega  $B$ .

Nella zona  $F$  si osserva che si disegnano i  $PA_1$  di due pieghe  $F_1$  che nell'insieme hanno simmetria a  $S$ , complicata dalle locali pieghe  $F_2$  aventi simmetria a  $Z$ . Nella zona  $G$  poco più a destra si vede che i medesimi  $PA_1$  entrano in pieghe  $F_1$  aventi simmetria complessiva a  $Z$ :

- questo fatto comporta che i nuclei delle pieghe  $F_1$  hanno forma chiusa con cerniere "paradossalmente" contrapposte;
- se ne deduce che gli assi  $A_1$  di queste pieghe devono uscire dalla e rientrare nella superficie d'affioramento in corrispondenza di cerniere omologhe che hanno lo stesso  $PA_1$ ;
- la stessa cosa si nota anche nei nuclei  $D_1$  riprodotti a sinistra e poco sopra la zona  $F$ ;
- per quello che si può dedurre dalla foto, possiamo associare queste particolarità all'ipotesi che le pieghe  $F_1$  abbiano geometria a *sheath folds*, ma questo deve essere verificato con altre osservazioni su elementi strutturali diversi e in vari punti all'intorno di questo affioramento.

Da ultimo, possiamo mettere insieme le notizie sul *microfabric* ottenibili dall'analisi microscopica di campioni selezionati:

- le accurate osservazioni eseguite alla mesoscala ci impongono di prelevare frammenti di gneiss da zone di cerniera  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$  e da punti d'intersezione tra foliazioni  $S_1$ ,  $S_2$  e  $S_3$ ;
- questi esemplari da un lato confermano i rapporti spaziali e temporali (chi deforma chi) degli assetti generati dalle tre fasi, dall'altro rivelano che il picco del metamorfismo è stato raggiunto sin- $D_2$ ;
- lo dimostrano i grossi fillosilicati della blastesi stabilizzata sulla foliazione  $S_2$ , che credula, taglia e traspone (in qualche punto) la precedente  $S_1$  e l'associata blastesi di termalità inferiore,
- ed è a sua volta crenulata dalle pieghe  $F_3$  la cui blastesi testimonia una chiara retrocessione termo-barica;
- si delinea quindi una storia metamorfica a due successivi incrementi associati ad altrettanti eventi deformativi, seguiti da un decremento termobarico coevo alla  $D_3$ ;
- le prime due configurazioni metamorfico-strutturali testimoniano un approfondimento nella crosta per regime tettonico compressivo, la terza indica un'evoluzione deformativa in retrocessione metamorfica, da associare a un regime tettonico di *uplift* e possibile estensione interna dei corpi litologici coinvolti;
- questa storia combacia con quanto si conosce, a scala regionale, sull'evoluzione tettono-metamorfica delle Unità Lepontine in Alpi centrali.

## 12.4 MODELLI D'INTERFERENZA IN PIEGHE SOVRAPPOSTE

Tutta la discussione appena fatta è priva di qualsiasi accenno alle geometrie 3-D delle interferenze documentate, essendosi giustamente occupata di diagnosticare quanti eventi deformativi esistono e chiarire i loro rapporti.

Ora è inevitabile occuparci anche della terza dimensione. Ne avvertiamo la necessità appena le osservazioni fatte qui le trasferiamo ad altri affioramenti del circondario e iniziamo a prender giaciture dei vari elementi strutturali: la nostra "fantasia" geologica corre subito a delineare mentalmente il possibile modello tridimensionale, spesso stimolando disegni molto preliminari e fuori scala, tanto per fermare nero su bianco idee e ipotesi. Ed è subito chiaro quanto sia complicata l'architettura della struttura polideformata "dentro" alla superficie morfologica dell'affioramento di Fig. 127 e "fuori" di essa, dove la roccia è stata portata via dall'erosione.

Dagli anni '60 in poi diverse pubblicazioni sono state dedicate a descrivere e interpretare le cosiddette figure d'interferenza tra due successive generazioni di pieghe, e oggi il tutto si sintetizza nei modelli riprodotti in Fig. 130 (Ramsay, 1967), già introdotti nel capitolo sulle pieghe e che qui riprendiamo per i necessari approfondimenti.

In ogni modello si prendono in esame due soli piegamenti successivi, e quello di seconda fase ( $D_2$ ,  $F_2$ , ecc.) è considerato costante: una semplificazione molto forte che però facilita la comprensibilità dei quattro risultati finali.

In pratica, è come se mettessimo in diagramma cartesiano i quattro casi possibili: in ascisse poniamo l'angolo tra  $A_1$  e  $A_2$ , in ordinata l'angolo tra il  $PA_1$  e la linea "movimento<sub>2</sub>" data dalla normale all' $A_2$  giacente sul  $PA_2$ . Questa linea è detta "movimento" perché è quella seguita dallo spostamento dei punti materiali a causa delle pieghe  $D_2$  lungo il loro piano assiale  $PA_2$ .

E' doveroso chiarire che il meccanismo di taglio semplice disomogeneo adottato per il modello del piegamento  $D_2$  non è l'unico possibile in natura: esso è qui utilizzato perché il taglio semplice permette di ipotizzare scivolamenti

regolari su piani fitti e tra loro paralleli, come avviene tra le schede già menzionate che vengono spostate parallelamente a se stesse di quantità variabili (= disomogenee).

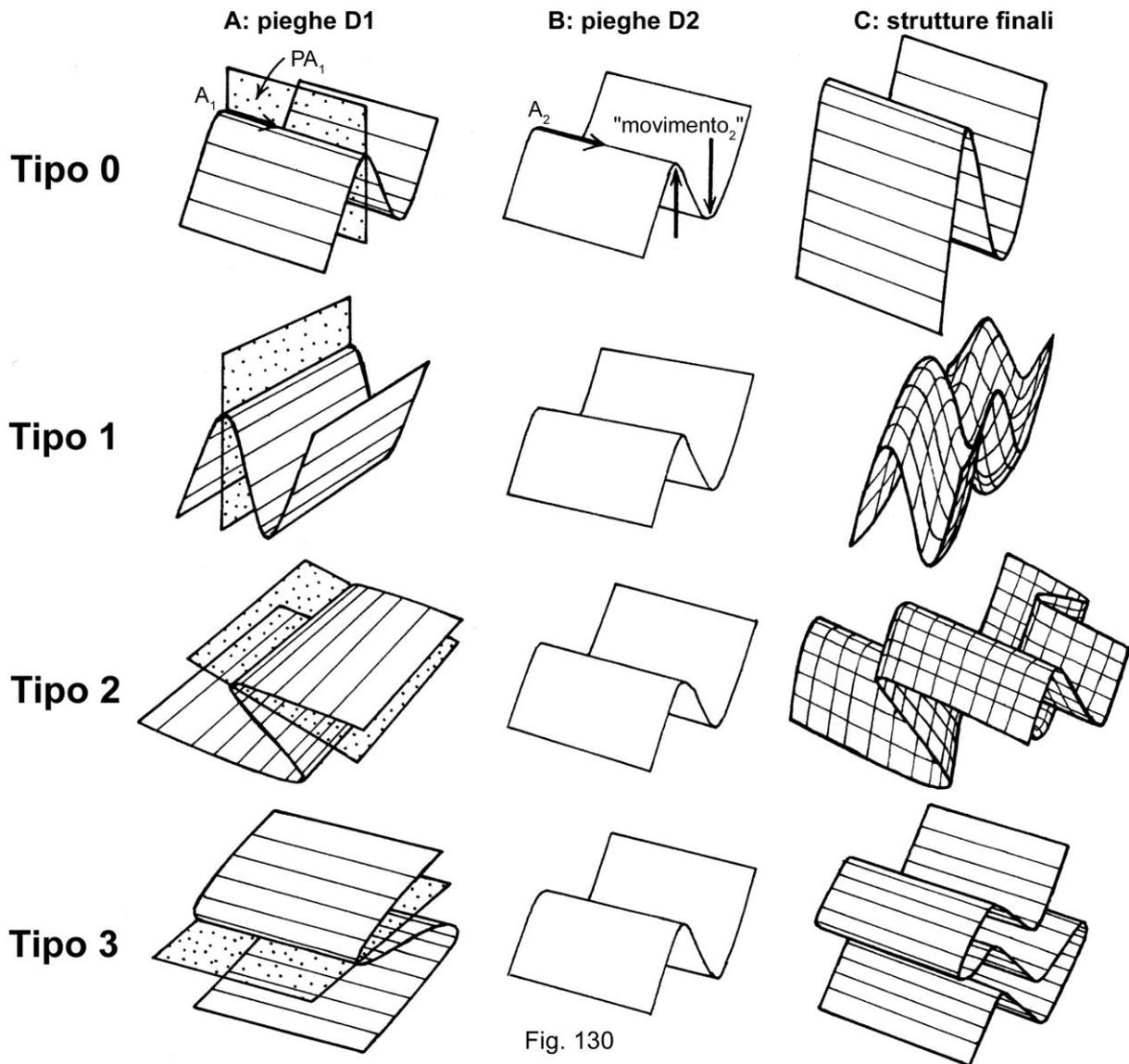


Fig. 130

Se immaginiamo di sezionare le quattro strutture finali di Fig. 130 in questi modi: la 0-C e la 3-C secondo i loro profili, la 1-C e la 2-C secondo superfici orizzontali (come la superficie terrestre), è facile riconoscere quattro geometrie che possiamo piazzare nel diagramma precedente (Fig. 131), nel quale occupano le posizioni A, C, G ed I delle nove possibili configurazioni.

Naturalmente le cinque configurazioni intermedie B, D, E, F e H si riferiscono alla stragrande maggioranza dei casi naturali, nei quali gli angoli in ascisse e ordinate assumono valori compresi tra 0° e 90°.

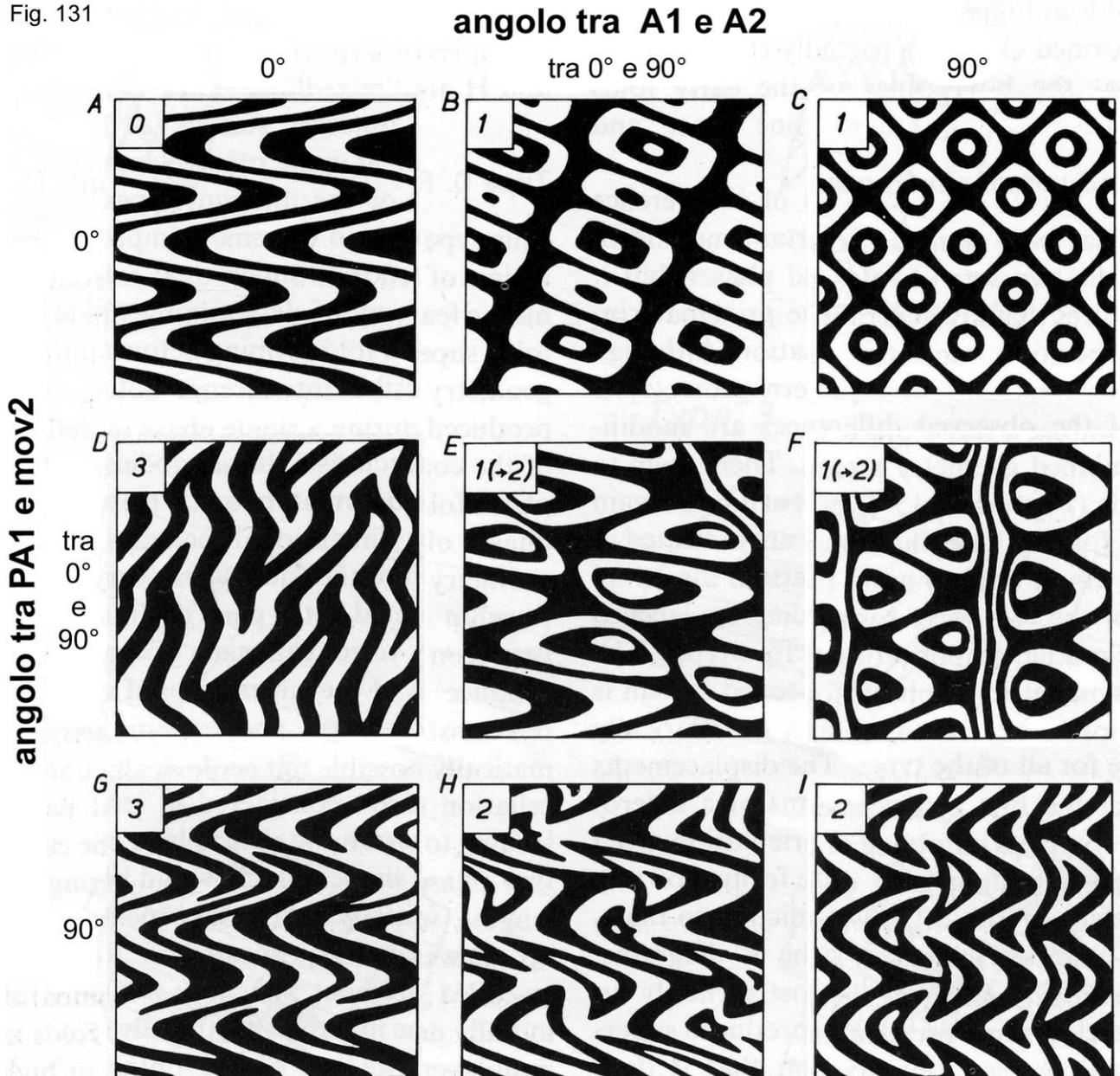
#### **Interferenza di tipo 0: accentuazione del piegamento**

Perché "tipo 0"? Perché per l'orientazione di  $A_1$  e  $PA_1$  rispetto a  $A_2$  e  $mov_2$ , l'esito finale ha geometria indistinguibile da quella che verrebbe prodotta da un solo evento di piegamento di entità superiore rispetto a quella relativa al Tipo 0/A. Infatti le pieghe  $D_2$  hanno geometria identica alle  $D_1$  e, se le sommiamo, possiamo immaginare di avere delle pieghe con stessa lunghezza d'onda ma con ampiezza doppia, che potrebbero nascere anche da una sola fase deformativa.

Tuttavia basta immaginare che le  $D_2$  abbiano ampiezza e lunghezza d'onda diverse, oppure anche solo un po' sfasate, per renderci conto della variabilità delle geometrie finali, fino ad ipotizzare il caso limite di pieghe  $D_2$  identiche alle  $D_1$  ma sfasate di mezza lunghezza d'onda: in questo caso speciale si ripristina la planarità iniziale della superficie primitiva indeformata! Una situazione possibile ma estremamente rara, si pensi a un fossile non deformato circondato da fossili identici ma gradualmente sempre più deformati in un calcare stratificato e piegato in più fasi .....

Nel caso più generale possiamo immaginare che le  $D_2$  abbiano lunghezza d'onda e ampiezza anche poco diverse da quelle delle  $D_1$ , in modo tale che si sviluppa una struttura finale a pieghe poliarmoniche, cioè treni di pieghe con lunghezze d'onda e ampiezze variabili.

Fig. 131



Le cosiddette pieghe parassite potrebbero nascere per interferenza di tipo 0, in questo modo:

- raccorciando parallelamente ai livelli un *multilayer* di strati a forte contrasto di competenza, quelli più competenti e sottili sviluppano pieghe numerose e a piccola lunghezza d'onda (pieghe ptigmatiche), mentre quelli più competenti e spessi sono deformati da blande ondulazioni a lunghezza d'onda molto maggiore;
- se il secondo piegamento ha rapporti geometrici del tipo 0 con le pieghe già esistenti, le blande ondulazioni dei livelli più spessi divengono amplificate, mentre le piccole pieghe vengono spostate e distorte sui fianchi delle pieghe  $D_2$  maggiori, tanto che l'opposta simmetria a Z e a S su questi fianchi può essere generata da taglio localizzato dai fianchi verso le cerniere delle  $D_2$  (ad esempio se queste nascono per *flexural slip*);
- questo caso però richiede che le pieghe  $D_1$ , grandi o piccole che siano, debbano essere tutte accettabilmente simmetriche, e che anche le  $D_2$  siano simmetriche;
- basta che le ptigmatiche  $D_1$  siano asimmetriche per farci capire che le distorsioni da esse subite successivamente devono per forza essere attribuite ad un secondo evento plicativo, quindi esse non possono essere ritenute le parassite di quest'ultimo.

### **Interferenza di tipo 1: struttura a duomi e bacini**

A causa del parallelismo tra la linea "movimento<sub>2</sub>" e i PA<sub>1</sub>, questi ultimi non subiscono alcuna modificazione, come invece accade ai fianchi e alle cerniere delle pieghe D<sub>1</sub>; anche le cerniere D<sub>2</sub> nascono ondulate, ma questo è passivamente determinato dal fatto che la superficie iniziale ha già una geometria ondulata a causa delle pieghe D<sub>1</sub>.

Nasce così una geometria 3-D piuttosto regolare, caratterizzata da sporgenze dette "duomi" e rientranze dette "bacini", ogni duomo è circondato da quattro bacini e ogni bacino da quattro duomi, in una configurazione che è ben rappresentata dal cartone per uova. La Fig. 132 (Ramsay e Huber, 1987) illustra un esempio di questa struttura derivato da metarenarie della Moine Series di Monar in Scozia settentrionale.



Fig. 132

Una sezione parallela agli assi dei due piegamenti (tra loro ortogonali) e normale ai due piani assiali appare come in Fig. 131C, mentre le sezioni parallele ai PA<sub>1</sub> oppure ai PA<sub>2</sub> intercettano profili identici a quelli del tipo 0 visto in precedenza. In quest'ultimo caso la sola geometria non permette di capire se siamo di fronte ad un solo piegamento oppure a due piegamenti successivi del tipo 0 o del tipo 1, e il problema si risolve solo in campagna attraverso l'osservazione delle strutture minori associate alle pieghe: ad esempio, se nelle due fasi di piegamento si sviluppano foliazioni di piano assiale S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, è difficile che queste siano identiche per pervasività e/o blastesi metamorfica, e in genere queste differenze sono ben riconoscibili e in chiari rapporti d'intersezione.

A prima vista si potrebbe pensare che una struttura di questo tipo nasca da un solo episodio deformativo caratterizzato da raccorciamento secondo due direzioni tra loro ortogonali e parallele/subparallele ai livelli rocciosi, oppure per forza gravitazionale che agisca su volumi rocciosi a diversa densità e in posizioni di disequilibrio nel tempo (si pensi ai duomi salini). Questa circostanza è possibile ma vi sono notevoli differenze:

- una struttura a duomi e bacini generata in una sola deformazione difficilmente mostra una regolarità come quella di Fig. 131C (ma anche delle Fig. 131B,E,F, vedi anche la Fig. 132);
- ma se persistessero dei dubbi, un'attenta analisi delle strutture minori (foliazioni e lineazioni) e dei loro rapporti di solito risolve il problema.

### **Interferenza di tipo 2: struttura a duomi con forma di mezzaluna o fungo**

A causa del fatto che la linea "movimento<sub>2</sub>" è ortogonale al PA<sub>1</sub> e a grande angolo rispetto ai due fianchi delle pieghe D<sub>1</sub>, questi ultimi e il PA<sub>1</sub> vengono marcatamente deformati dalle pieghe D<sub>2</sub>, ma con caratteri geometrici esclusivi:

- gli incarcamenti delle tre superfici sono tutti nello stesso senso, mentre invece nell'interferenza di tipo 1 il PA<sub>1</sub> è indeformato e i fianchi D<sub>1</sub> sono inarcati in sensi opposti;
- in generale, anche in questo caso nasce una struttura a duomi e bacini in cui però le sporgenze (= duomi) e le depressioni (= bacini) si sviluppano con una evidente vergenza identica a quella delle pieghe D<sub>1</sub>.

In affioramento queste strutture a pieghe ripiegate mostrano forme del tutto caratteristiche a fungo o mezzaluna più o meno regolari, come nelle Figg. 131 e 133 (da Ramsay e Huber, 1987, gneiss a orneblenda e biotite dalle Unità Lepontine delle Alpi svizzere).



Fig. 133

Per farci un'idea di queste forme possiamo riferirci ad una sola superficie, ad esempio un solo strato deformato in questo modo così complicato, e immaginare che venga progressivamente eroso dall'alto (Fig. 134, da Ramsay e Huber, 1987, modificata):

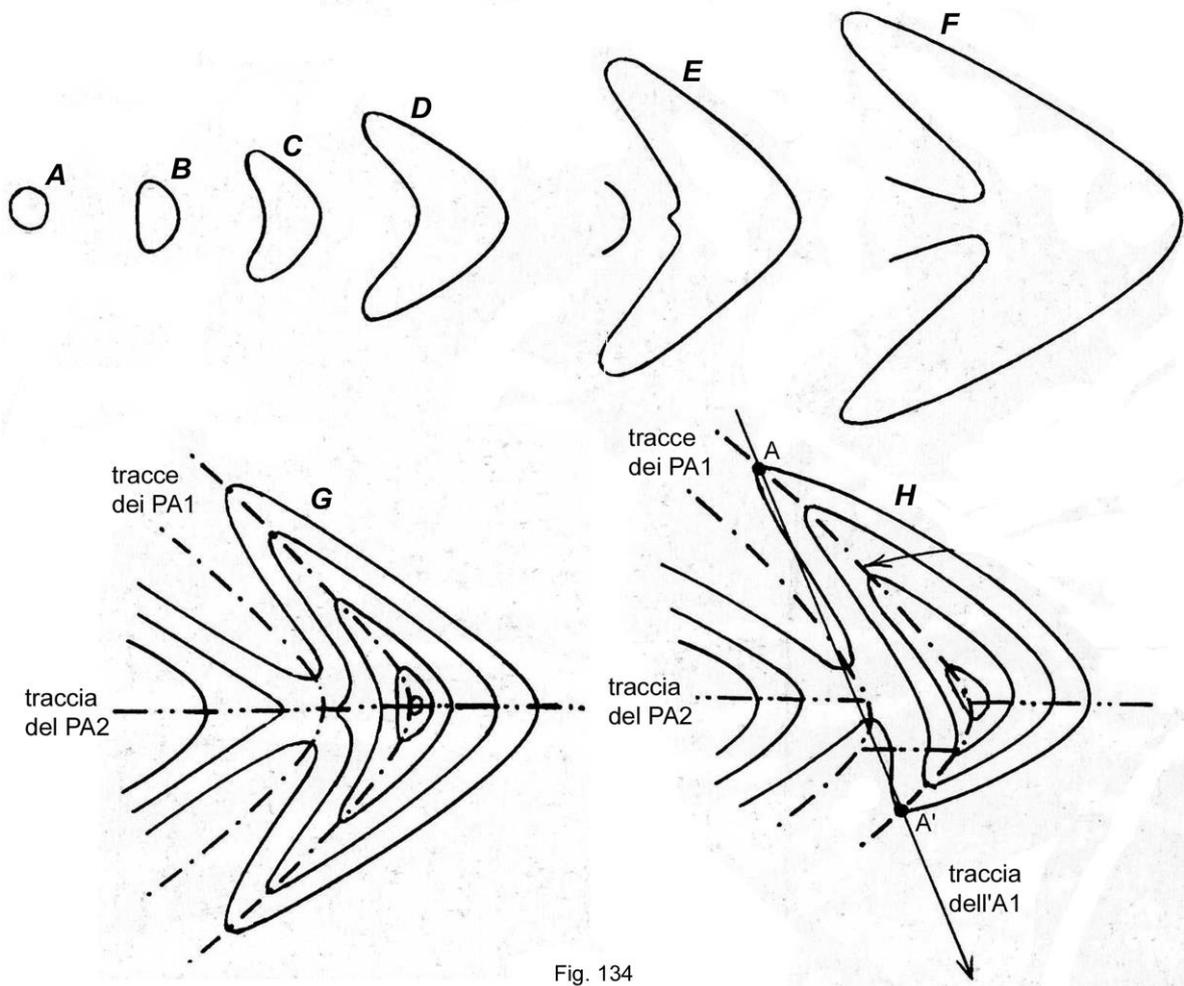


Fig. 134

- nelle immagini da A a F si vedono le intersezioni della struttura con superfici orizzontali via via più basse, come dei piani di erosione progressiva osservati dall'alto;
- in G la struttura è disegnata da più strati e per i vari punti di cerniera di ogni livello possiamo disegnare le tracce dei  $PA_1$ , mentre la traccia  $PA_2$  è ovviamente al centro della "carta geologica";
- in H la struttura d'interferenza è asimmetrica perché gli  $A_1$  sono ancora orizzontali ma un po' obliqui rispetto all' $A_2$ ;
- in H si vede anche che la traccia degli  $A_1$  passa per i punti di cerniera omologhi (= appartenenti a un determinato strato);
- un'altra cosa da notare è lo spostamento della traccia  $PA_2$ , dovuto alla non ortogonalità di  $A_1$  e  $A_2$ , come già visto in Fig. 123.

### **Interferenza di tipo 3: forme divergenti-convergenti**

I rapporti tra gli elementi geometrici considerati sono gli stessi del tipo 2 ad eccezione degli assi  $A_1$  e  $A_2$ , che in questo caso sono paralleli o formano un piccolo angolo. Si sviluppa in questo modo una struttura in cui la divergenza o la convergenza dei fianchi delle pieghe  $D_1$  dalle o verso le proprie cerniere rimane invariata, nonostante l'evidente ripiegamento di tutti i fianchi insieme a tutti i piani assiali:

- in Fig. 135 due sistemi di pieghe interferiscono generando una struttura di tipo 3 in gneiss a orneblenda e biotite delle Unità Penniche della regione lepontina, Alpi svizzere (da Ramsay e Huber, 1987);
- in Fig. 136 pieghe  $D_1$  in scisti biotitici alternati a livelli quarzo-feldspatici (Cristallina, Alpi svizzere), deformate da successive pieghe a cui appare associato un *crenulation cleavage* assai inclinato (da Ramsay e Huber, 1987).



La conseguenza geometrica più importante è che il parallelismo tra  $A_1$  e  $A_2$  si mantiene anche nella struttura finale, come abbiamo già visto nell'architettura 3-D dell'esperimento del pacco di carte in Fig. 125.

Si deve solo far presente che questo parallelismo è reale solo per brevi tratti, in quanto le pieghe sia  $D_1$  che  $D_2$  ben difficilmente sono perfettamente cilindriche (come è stato più volte sottolineato), quindi esso è verificabile e accettabile solo nelle strutture di grandi dimensioni (chilometriche o plurichilometriche), all'interno delle quali è logico incontrare numerose eccezioni locali con geometrie molto variabili.



Fig. 136

Infine notiamo che interferenze di questo tipo possono permettere di riconoscere la posizione di un affioramento a pieghe ripiegate in una struttura d'interferenza di taglia maggiore:

- ad esempio, supponiamo di avere delle pieghe con simmetria a S sul fianco di una struttura principale  $D_1$  (Fig. 137A, la loro posizione con PA verticali è adottata per semplificare il disegno);
- se a questa struttura imponiamo un piegamento ad ampio raggio e con sviluppo di pieghe parassite aventi simmetrie a S, a M e a Z nelle sue parti fondamentali, possiamo avere delle interferenze di tipo 3 (Fig. 137B) costituite da
  - pieghe  $D_2$  a S su pieghe  $D_1$  a S,
  - pieghe  $D_2$  a M su pieghe  $D_1$  a S,
  - oppure pieghe  $D_2$  a Z su pieghe  $D_1$  a S;
- nel lavoro di campagna, riconoscere l'effettiva esistenza di queste tre geometrie è un efficace strumento in mano al geologo per decifrare quale parte di una megastruttura complessa sia rappresentata da un certo affioramento, nel caso di affioramenti sparpagliati e discontinui;
- questo esempio, basato sull'interferenza di tipo 3, è abbastanza intuitivo, assai meno semplici sono i casi analoghi in interferenze del tipo 1 e 2;
- potreste immaginarvi qualche situazione tra le infinite possibili ..... così, tanto per provarci .....

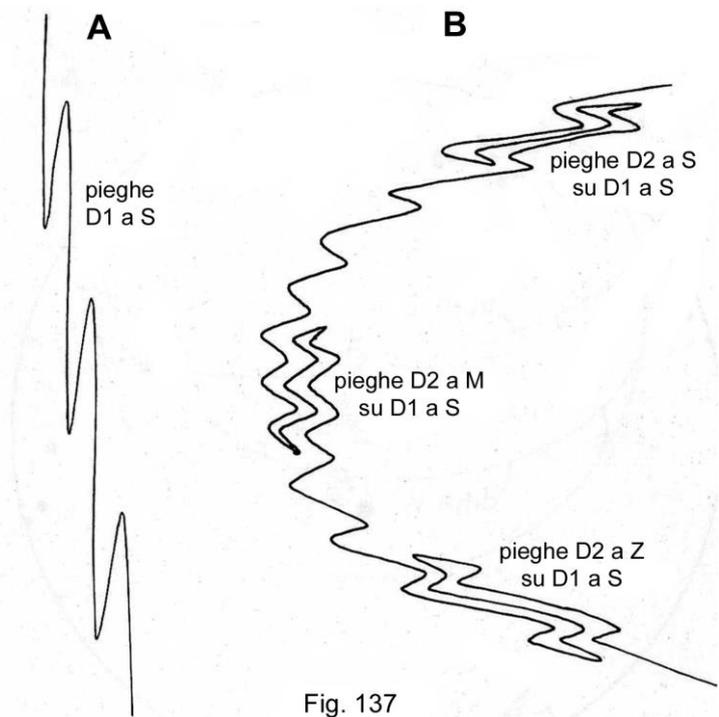
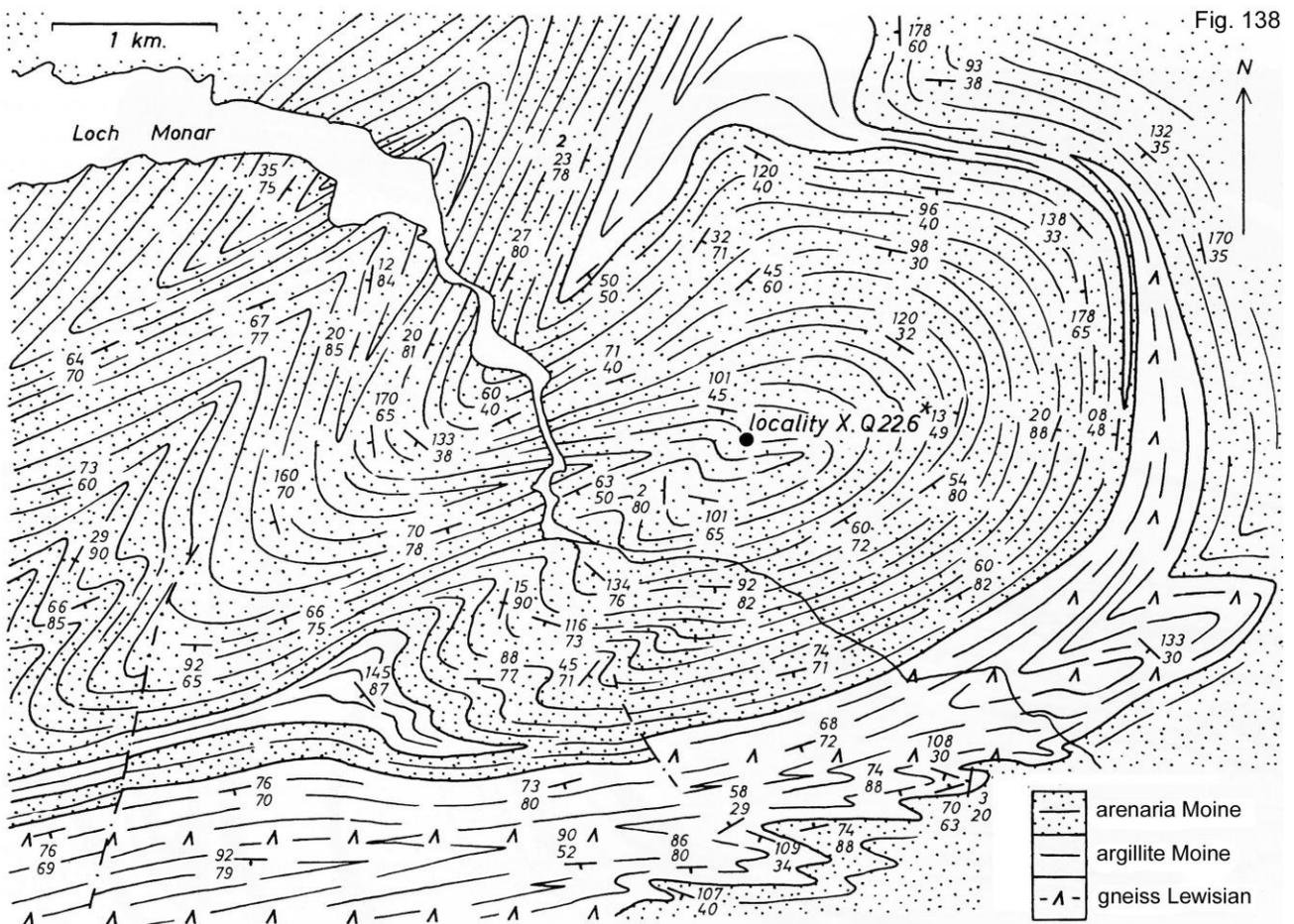


Fig. 137

## 12.5 ANALISI GEOMETRICA DI PIEGAMENTI SOVRAPPosti ATTRAVERSO LE PROIEZIONI STEREOGRAFICHE

La Fig. 138 rappresenta la carta geologico-strutturale di un settore dell'orogene caledoniano della Scozia settentrionale, in cui affiorano una copertura metasedimentaria (la Moine Series) e un basamento a gneiss (il Lewisian Complex) piegati assieme:

- osservare attentamente in carta i dati giacaturali e l'andamento dei contatti (= **leggere la carta**) e riconoscere il maggior numero possibile di caratteri della struttura a pieghe;
- si distingue un solo evento plicativo oppure più eventi?
- per rispondere è utile disegnare su un foglio lucido le tracce dei PA delle evidenti pieghe riconoscibili un po' ovunque e decidere se e dove alcune di queste pieghe deformino strutture precedenti;
- se questo è il caso, stabilire in modo chiaro quali settori della carta corrispondono a quali fianchi di quali pieghe, a questo scopo è utile usare colori diversi per i vari fianchi eventualmente riconosciuti.



In regioni caratterizzate da strutture a pieghe sovrapposte è logico pensare che in zone diverse gli assi delle pieghe abbiano diverse orientazioni e, se proiettiamo su un solo diagramma le giaciture delle superfici piegate, gli assi delle diverse generazioni di pieghe appaiono confusi tra loro in un diagramma di difficile interpretazione.

È bene evitare questo passaggio "confusionario" e inutile, molto spesso addirittura fuorviante! A questo scopo dobbiamo prima di tutto separare sulla carta geologica le aree in cui le giaciture permettono di individuare direzioni assiali abbastanza costanti: queste aree sono anche dette domini omogenei, e per il loro riconoscimento diventa preziosa e ineliminabile l'analisi della carta che abbiamo fatto in precedenza.

Individuate queste aree (se ce ne sono), si procede alla proiezione separata delle giaciture di ogni dominio omogeneo, facendo ben attenzione al tipo di risultato atteso:

- in altre parole, se sono riconosciuti più eventi plicativi, si deve decidere quali sono le pieghe di diversa generazione,
- in base a questo, dobbiamo scegliere quali dati di una certa area vogliamo proiettare per ottenere quale risultato (ad esempio, asse di 1° fase o di fase successiva),

- poi dobbiamo ripetere la stessa operazione per i dati di aree limitrofe, per le quali sia abbastanza chiaro il criterio di omogeneità che permette di separarle dalla prima area.

Fatto tutto questo, commentate i risultati dell'analisi in riferimento alle direzioni assiali, alla giacitura di piani assiali e alle caratteristiche geometriche delle diverse pieghe.

Ad una prima occhiata è evidente che la geologia dell'area è caratterizzata da una struttura a pieghe ripiegate; in particolare si riconoscono due generazioni di pieghe e Ramsay e Huber (1987) ci offrono la soluzione semplificata di Fig. 139:

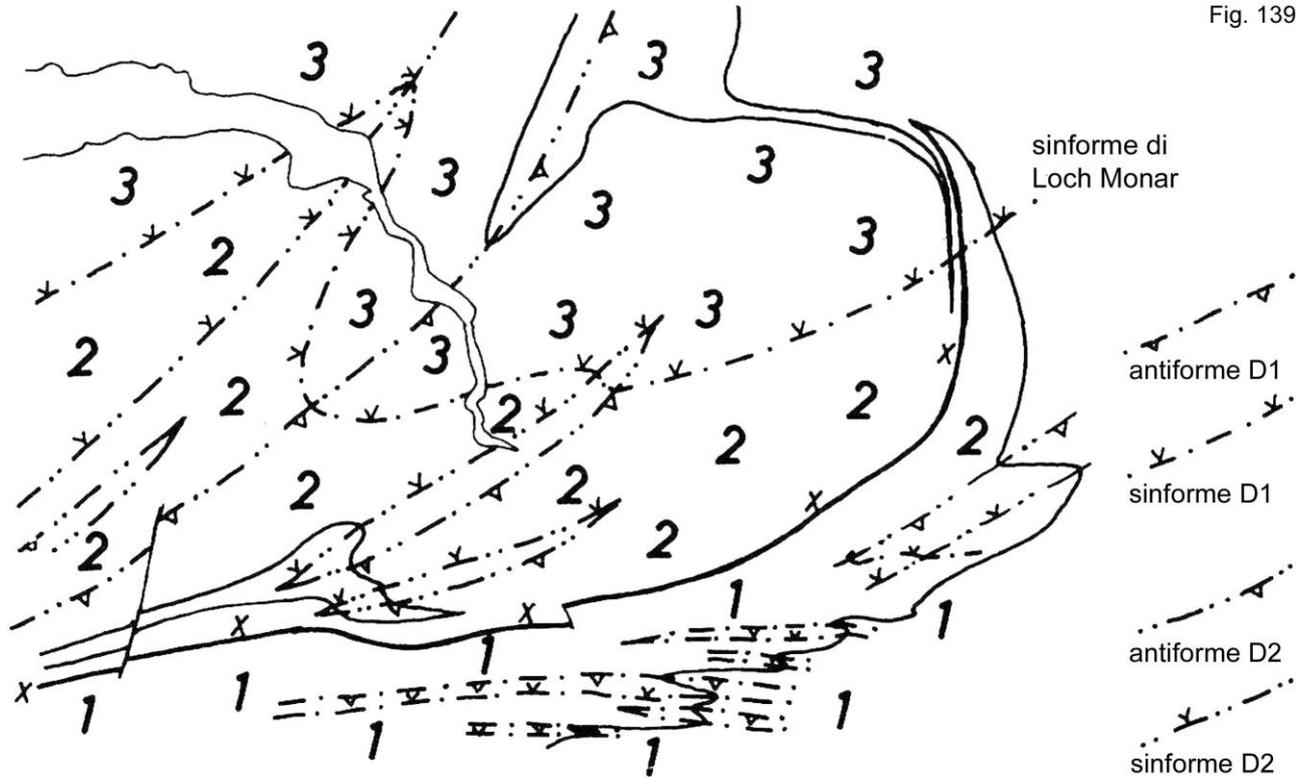
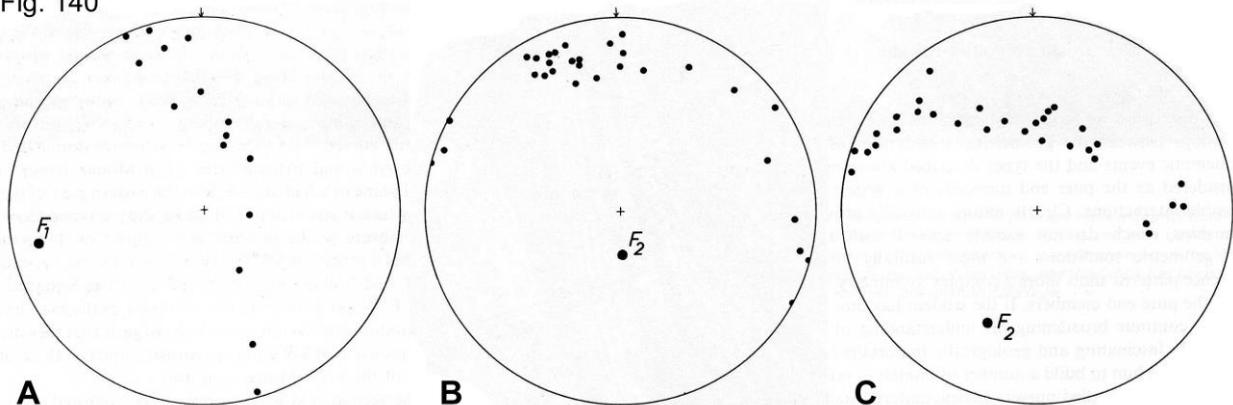


Fig. 139

I piani assiali  $D_1$  separano aree nelle quali gli assi  $D_2$  possono essere accettabilmente paralleli tra loro, come abbiamo visto nell'esempio artefatto di Fig. 125; in base a questo, gli autori individuano tre domini omogenei rispetto alla giacitura degli  $A_2$ , i cui diagrammi  $\pi$  compaiono in Fig. 140:

- secondo gli autori, quello relativo al dominio 1 di Fig. 139 fornisce la giacitura dell'asse  $A_1$  della grande piega anticlinale a nucleo di gneiss, e questa attribuzione è secondo loro giustificata dal fatto che in questo dominio le pieghe  $D_2$  sono trascurabili;
- i diagrammi  $\pi$  dei domini 2 e 3 mostrano invece assi  $\pi$  riferiti alle pieghe  $D_2$ , con giaciture nettamente diverse.

Fig. 140



Osservate con sensu critico la carta geologica e la soluzione proposta per le tracce dei piani assiali: **siete d'accordo o avete qualcosa da eccepire?**