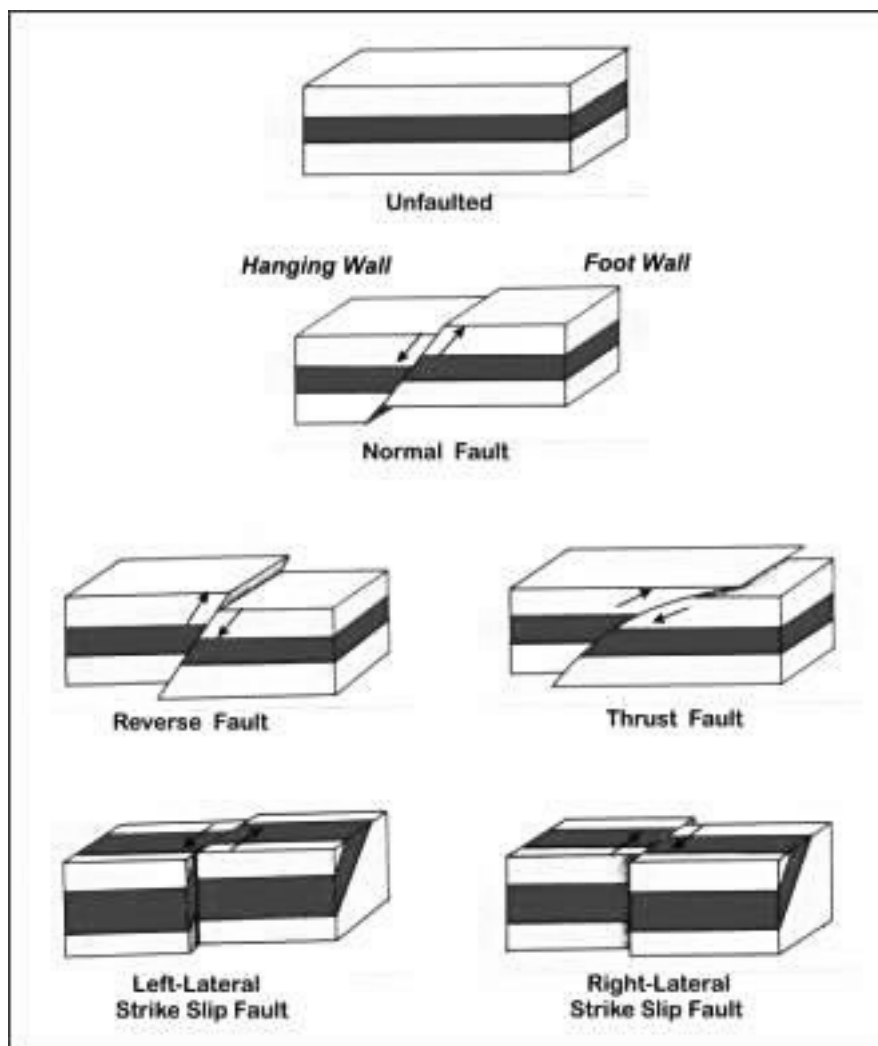


Appunti di Geologia Strutturale

di Emanuele Paone
emanuele_paone@yahoo.it



SOMMARIO

1. INTRODUZIONE	3
2. SFORZO	3
3. DEFORMAZIONE	6
4. RISPOSTA DELLE ROCCE ALLO SFORZO: COMPORTAMENTO MECCANICO DEI MATERIALI	8
5. LA DEFORMAZIONE FRAGILE	9
6. DETERMINAZIONE DELLA GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS DALL'ANALISI DEGLI INDICATORI CINEMATICI DELLE STRUTTURE FRAGILI	12
7. ASSOCIAZIONI STRUTTURALI	13
8. MECCANISMI FOCALI	15
9. GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE	16
10. STUDIO DELLE STRUTTURE FRAGILI DI UN'AREA	18
11. LA DEFORMAZIONE DUTTILE	18

1. INTRODUZIONE

Geologia strutturale:

1° la geologia strutturale si occupa degli effetti delle strutture sulla morfologia di un regione.

2° faglie e pieghe di rilevanza regionale sono le strutture tettoniche che condizionano i caratteri morfologici di un'area.

•GEOLOGIA STRUTTURALE E TETTONICA. TERMINOLOGIA IN USO.

La geologia strutturale è l'analisi della geometri delle strutture, la tettonica è il numero di teorie che esplica le strutture in relazione ai movimenti

•DEFORMAZIONI TETTONICHE E MOVIMENTI DELLE PLACCHE LITOSFERICHE.

Le deformazioni tettoniche sono le deformazioni indotte dai movimenti litosferici ed aventi origine nella struttura più profonda della terra.

•CONCETTO DI SCALA NELLE DEFOMAZIONI TETTONICHE.

Le strutture si catalogano anche sulla base della loro grandezza in:

Macro: strutture che si osservano con strumenti satellitari

Meso: strutture che si studiano con foto aeree

Micro: strutture cha si osservano dall'occhio nudo al microscopio

•IMPORTANZA DELLA GEOLOGIA STRUTTURALE IN CALABRIA.

La calabria subisce nella sua formazione una quantità rilevante di stress tettonici che la fanno per così dire riorganizzare per posizione e forma necessita quindi di un attento esame strutturale.

•SINTESI TETTONO-EVOLUTIVA DELLA CALABRIA

La storia geologica della nostra regione inizia circa 23 milioni di anni fa quando essa si trova unita alla corsica ed alla Sardegna in un sol blocco con le alpi. A causa degli sforzi compressivi tra le placche europea ed africana si formarono delle faglie. Si formo dapprima il golfo di valentia che ampliandosi diede origine al bacino baleatico(18 Milioni di anni fa). Circa cinque milioni di anni fa si forma il bacino che diverrà il mare tirreno all'origine della separazione della nostra regione da corsica e Sardegna. Il movimento è perdurato fino all'olocene con conseguente slittamento della nostra regione fino alla posizione attuale. I più di mille chilometri sono di viaggio della Calabria sono ora impernianti la zolla tra due faglie: quella del pollino e quella di Taormina

2. SFORZO

•CONCETTO DI FORZA E DI SFORZO

Sforzo e deformazione:

Dicesi di un oggetto come un blocco di roccia che sia sottoposto ad uno sforzo qualora o sia deformato o forze applicate sulla sua superficie producano al suo interno degli stati di stress o delle forze.

La forza che comporta la deformazione delle rocce e' collegata alla gravità ed alle forze indotte dai movimenti termici e gravitazionali all'interno del mantello e della crosta. La forza di gravità agisce ovunque ed e' sempre attrattiva verso il centro della Terra.

Altri tre tipi di forze, ma che agiscono a livello atomico, sono la:

1) forza elettromagnetica: descrive l'interazione fra cariche atomiche

2) forza nucleare: descrive la forza fra nuclei nell'atomo

3) forza debole: descrive la forza collegata alla radioattività.

La forza altera o tende ad alterare lo stato di quiete di un corpo oppure anche che tende ad alterare il suo moto uniforme. Cio' comporta variazioni di velocità, nel primo caso, o di direzione nel secondo caso

Forza: $F = ma$ (Il legge di Newton) $ma = [ml/t^2] = kg ms^{-2} = N$ (Newton)

Forze di volume: agiscono sull'intero volume (la forza di gravita ad esempio : $F_g = Mxg$).

Forze di superficie: agiscono sulla superficie dell'intero volume (pressione alla base di una colonna: $P = F_s/S$).

Dimensioni della forza: $F = m \cdot a$; ----> **$F = M \cdot L \cdot T^{-2}$**

M=massa, **L**=lunghezza, **T**=tempo.

In generale definiremo lo sforzo come variante col variare dell'orientazione della superficie.

•COMPONENTI DELLO SFORZO

Le componenti di uno sforzo possono essere sempre definite come “ σ ” e “ τ ” ;

Si consideri un cubo di dimensioni infinitesime i cui i tre spigoli siano paralleli agli assi cartesiani, l'origine dei quali sia comune e posta in un vertice del cubo, gli sforzi agenti su ogni singola faccia siano scomponibili in tre componenti parallele agli assi di riferimento.

•DEFINIZIONE ANALITICA DELLO STATO DI SFORZO

Stato di sforzo di un cubo

$$\sigma_{xyz} \left\{ \begin{array}{ccc} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yz} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{array} \right\}$$

gli indici applicati in matrice sigma e tau indicano la giacitura del piano e la direzione degli sforzi.

Il campo di sforzi sarà definito omogeneo se sono uguali in ogni punto del corpo le componenti, disomogeneo se le componenti saranno disuguali nei vari punti.

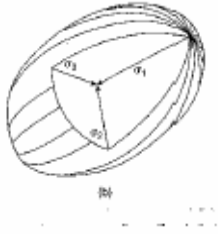
Gli assi perpendicolari ai piani σ_x , σ_y e σ_z saranno definiti σ_1 , σ_2 e σ_3 ed ordinati per grandezza $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

•DEFINIZIONE GEOMETRICA DELLO STATO DI SFORZO: L'ELLISSOIDE DEGLI SFORZI

La rappresentazione matematica così definita dalla matrice sarà anche traducibile in geometrica dall'ellissoide degli sforzi; avremo differenti configurazioni geometriche per differenti sforzi:

- Sforzo uniassiale: $\sigma_1 \neq \sigma_2 = \sigma_3 = 0$
- Sforzo biassiale: $\left\{ \begin{array}{l} \sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0 \text{ (sferoide prolato)} \\ \sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3 \neq 0 \text{ (sferoide oblato)} \end{array} \right.$
- Sforzo triassiale: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \neq 0$ (ellissoide)
- Sforzo idrostatico: $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0$ (sfera)

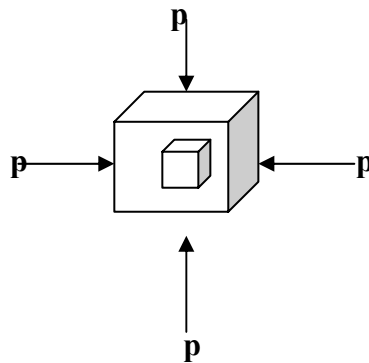
Nelle tre dimensioni si può descrivere un ellissoide degli stress siffatto:



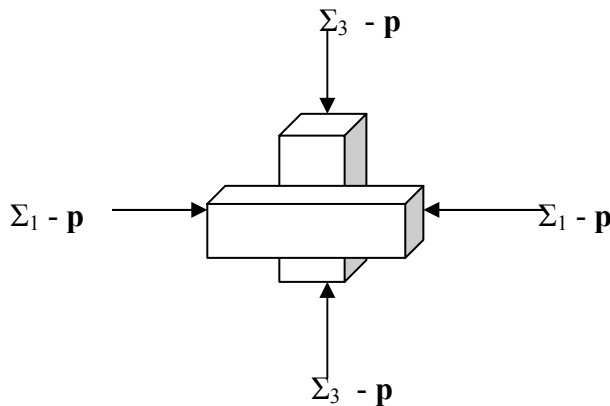
•SFORZO MEDIO E SFORZO DEVIATORICO

Lo sforzo avente effetto solo sul volume è definito medio:

$$\bar{\sigma} = \left[\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \right]$$



Lo sforzo che ha effetto sulla forma è definito sforzo deviatorico: $\sigma = (\sigma - \bar{\sigma}) = \sigma - \left[\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \right]$



•STATO DI SFORZO IN UN PIANO COMUNQUE ORIENTATO (CERCHI DI MOHR)

Cerchio di Mohr:

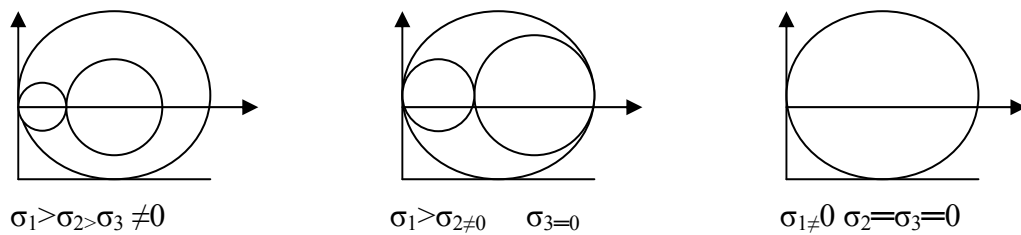
Considerato un piano all'interno di un cubetto modulare, noti i sigma, analizzando 2 di essi per semplicità il 1° e il 3°, il piano formi un angolo theta con la direzione di sigma tre, diremo gli sforzi scomposti in due componenti una normale alla superficie ed una tangenziale alla superficie.

$\sigma_N = \left[\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right] \cdot \cos 2\theta$ la descritta è l'equazione fondamentale dello stress per ricavare il valore di σ_N in qualsiasi piano comunque orientato.

$$\tau = \left[\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right] \cdot \sin 2\theta$$

questa qui rappresentata è l'equazione fondamentale dello stress per ricavare il valore di τ in qualsiasi piano comunque orientato.

I cerchi di Mohr rappresentano i vari stati di sforzo cui è soggetto un corpo in funzione delle caratteristiche dei campi di sforzi..



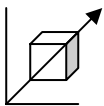
3. DEFORMAZIONE

La deformazione è lo spostamento delle particelle all'interno di un corpo che sia sottoposto a stress. Diremo quindi deformazione qualsiasi operazione che modifichi forma, dimensioni o posizione di un corpo da uno stato iniziale ad uno stato finale.

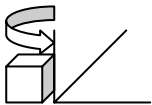
•COMPONENTI DELLA DEFORMAZIONE: TRASLAZIONE, ROTAZIONE E DISTORSIONE

I quattro tipi fondamentali di deformazione sono:

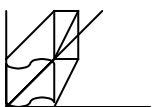
1° **Traslazione**



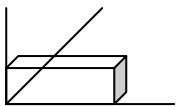
2° **Rotazione**



3° **Distorsione**



4° **Dilatazione**



•DEFINIZIONE DI DEFORMAZIONE

Un corpo nel deformarsi subirà una serie di effetti di tipo deformativi associabili ai quattro definiti i movimenti di una singola particella dalla sua posizione iniziale non sono ricostruibili ma si può ricostruire un vettore che descriva il movimento totale della particella detto vettore spostamento.

•DEFORMAZIONE OMOGENEA E DISOMOGENEA

Le deformazioni possono essere di tipo omogeneo o disomogeneo, nelle prime,

1° **omogenee**, sono le deformazioni che lasciano || le linee prima della deformazione ||.

2° **disomogenee** se le linee || prima della deformazione non sono rimaste tali.

•MISURE DELLA DEFORMAZIONE

I parametri necessari a valutare l'entità delle deformazioni sono tre:

- 1° **Elongazione** o $\underline{\epsilon}$ è il rapporto tra l'incremento di lunghezza e la lunghezza iniziale.
- 2° **Stiramento** o \underline{S} è il rapporto tra la lunghezza di una linea prima e dopo la deformazione.
- 3° **Elongazione quadratica** o $\underline{\lambda}$ è il quadrato dello stiramento.

•ELLISSOIDE DELLA DEFORMAZIONE

Se un cubo prima della deformazione diventerà un parallelepipedo una sfera prima della deformazione diventerà un ellissoide dopo, l'ellissoide sarà caratterizzato da tre piani principali "⊥" tra di loro e tre assi anche essi detti principali e "⊥" tra di loro.

Le deformazioni possibili descritte da questo modello sono tre

- 1°)deformazione uniassiale $\epsilon_x \neq \epsilon_y = 0 \quad \epsilon_z = 0$
- 2°)deformazione biassiale $\epsilon_x, \epsilon_y \neq 0, \quad \epsilon_z = 0$
- 3°)deformazione triassiale $\epsilon_x, \epsilon_y, \quad \epsilon_z \neq 0$

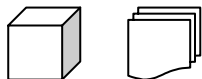
•ALCUNI TIPI DI DEFORMAZIONI OMOGENEE: TAGLIO PURO E TAGLIO SEMPLICE

Talvolta deformazioni diverse danno luogo a identiche rappresentazioni ellissoidali, è il caso del taglio puro e del taglio semplice.

•**Taglio puro** è detta la deformazione derivata da estensione pura lungo un asse e compressione pura lungo l'altro, associabile ad un quadrato che si trasforma in un rettangolo.



•**Taglio semplice** è qualora i due fianchi di un quadrato di partenza subiscano taglio angolare, si osserverà un fenomeno simile in blocchetto di fogli sovrapposti.



•RAPPRESENTAZIONI GRAFICHE DELLA DEFORMAZIONE OMOGENEA: DIAGRAMMI DI FLINN E DI HSÜ

Esistono alcune rappresentazioni grafiche degli stress come il diagramma di Flinn e quello di Hsu, Flinn esprime il rapporto tra il modulo dell'asse maggiore e dell'asse intermedio dell'ellissoide delle deformazioni con: $\frac{1+\epsilon_1}{1+\epsilon_2}$

$$\frac{1+\epsilon_1}{1+\epsilon_2}$$

il rapporto tra il modulo dell'asse intermedio e dell'asse minore dell'ellissoide delle deformazioni con : $\frac{1+\epsilon_2}{1+\epsilon_3}$

$$\frac{1+\epsilon_2}{1+\epsilon_3}$$

Si ricava il **K** e i vari **K** esprimono:

- **K=0:** **ellissoide uniassiale oblat** (raccorciamento)
- **1 < K < 0 :** *ellissoide oblat* (schiacciamento)
- **K =1 :** ellissoide triassiale deformazione (planare)
- **∞ < K < 0 :** ellissoide prolato di tipo (costrittivo)
- **K=∞ :** **ellissoide uniassiale prolato** (*estensione uniforme*)

Il valore di **K** sarà quindi indicativo della classificazione della deformazione.

Hsu esamina il rapporto tra $\frac{\text{deformazione totale} \cdot \text{naturale} \cdot \varepsilon}{\gamma}$

Lo stato di deformazione viene rappresentato da un arco di cerchio di raggio ε_3 lungo cui vengono riportati i valori di γ

- $K=\infty$ $\gamma=-1,0$ deformazione assiale di estensione
- $K=+1$ $\gamma=0$ deformazione planare a volume costante
- $K=0$ $\gamma=+1,0$ deformazione uniassiale di raccorciamento

4. RISPOSTA DELLE ROCCE ALLO SFORZO: COMPORTAMENTO MECCANICO DEI MATERIALI

Lo studio della risposta delle rocce allo sforzo dei materiali è affidata alla reologia, le caratteristiche che la influenzano sono quelle intrinseche del materiale e quelle fisiche del sistema in cui ritrova il materiale durante la deformazione.

•CLASSI DI MATERIALI

Le classi di materiali sono:

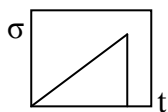
disomogenei per di materiali che hanno caratteristiche meccaniche che variano da punto a punto;
 omogenei per le classi di materiali che restano invariate in tutti i punti della massa rocciosa,
 isotropo se le caratteristiche restano invariate in tutte le direzioni,
 anisotropo se l'applicazione del carico evidenzia direzioni preferenziali in cui la risposta è medesima.

•CLASSI DI RISPOSTA: COMPORTAMENTO DEI MATERIALI E RELAZIONI SFORZO-DEFORMAZIONE

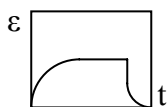
Le classi di risposta di risposta dei materiali allo sforzo sono:

1°)comportamento **elastico**, il quale evidenzia una risposta deformativa allo sforzo

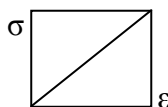
- a)di tipo proporzionale allo stress subito parimenti proporzionali
- b)attraversante configurazioni di equilibrio è il materiale se lo stress viene sottratto con gradualità,
- c)al diminuire immediato dello stress corrisponde un ritorno repentino allo stato iniziale di riposo del materiale.



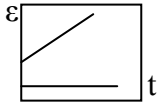
2°)comportamento **anelastico** (visco-elastico): di deformabilità pari ai materiali elastici quelli visco-elastici hanno però una risposta non istantanea al sottrarsi dello sforzo



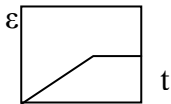
3°)comportamento **viscoso**: i materiali viscosi differiscono dai precedenti per irreversibilità della deformazione siano essi viscosi propriamente detti o newtoniani, nei materiali viscosi lo sforzo è una funzione lineare della velocità di deformazione.



4°)comportamento **elasto-viscoso** e caratterizzato da risposta elastica e reversibile agli sforzi istantanei e da deformazione irreversibile per gli stress che permangono per un periodo di tempo.



5°)comportamento **plastico** è quello che per forze fino ad una certa entità detto punto critico hanno comportamento elastico superato il valore di snervamento hanno comportamento viscoso e deformazione irreversibile.



•PROVE PRATICHE DI LABORATORIO

Le prove più significative da svolgersi in laboratorio sono:

1° prova a compressione uniassiale caratterizzata dalla sollecitazione a rottura uniassiale, le dimensioni del provino sono centimetriche. La prova uniassiale evidenzia il comportamento elastico lineare o non, il comportamento anelastico e le macrofratturazioni.

2°prova a compressione triassiale somma alla pressione uniassiale quella di sconfinamento e lo sforzo differenziale

3°prova a deformazione controllata tipicizzata da una variabilità dello stress applicato nel corso dell'esperienza varia cioè il carico e talvolta la temperatura nel corso della prova.

4°prova a carico costante o di *creep*

•CRITERI DI ROTTURA DELLE ROCCE: CRITERI DI MOHR-COULOMB E DI GRIFFITH. INFLUENZA DEI FLUIDI NEI CRITERI DI ROTTURA

In un definito campo di sforzi è necessario prevedere l'orientamento del piano di frattura e lo sforzo che la causa. Secondo Mohr la rottura inizia nel momento in cui lo sforzo di taglio raggiunge il valore chiamato di resistenza al taglio. Generalmente in natura le superfici per cui i materiali si rompono sono a 30° sebbene la geometria teorica voglia la direzione di massima compressione a 45°, l'inizio della rottura avviene lungo una superficie sulla quale lo sforzo di taglio τ è massimo, esso è contrastato da due azioni: l'attrito interno del materiale lungo la superficie di rottura e la forza di coesione dello stesso. Griffith registrò l'effetto della resistenza a trazione dei vetri e la trovò enormemente più bassa, la deduzione più semplice fu ascrivere la minor resistenza alla presenza di difetti reticolari e microfrazioni che comportavano la propagazione ed il collegamento di molte di esse fino alla rottura del provino.

Studi successivi hanno evidenziato la diminuzione del carico di rottura in rocce contenenti fluidi negli interstizi porosi; la pressione idrostatica esercita una forza normale alle pareti tendendo a chiudere il poro, la pressione interstiziale esercita una tendenza parimenti normale alla parete del poro ma tende ad aprirlo.

5. LA DEFORMAZIONE FRAGILE

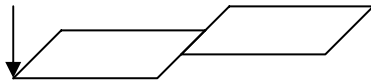
•FAGLIE E PIANI DI TAGLIO (DIREZIONE, IMMERSIONE, INCLINAZIONE, TETTO, LETTO, RIGETTO, PITCH, ECC.)

•*Faglia*: è una frattura della crosta terrestre caratterizzata da scorrimento, le faglie sono dette macro meso o micro proporzionalmente alla loro dimensione.

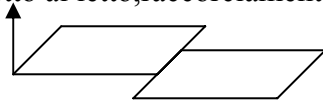
- *Piano di taglio*: faglia con movimento relativo di modeste dimensioni
- *Piano di faglia*: superficie irregolare a cui spesso sono associate fasce di deformazione più o meno spesse caratterizzate da numerosi piani di taglio.
- *Specchio di faglia*: si ha quando le superfici di contatto tra i due blocchi di scorrimento possono essere lucidati durante il movimento, utili alla classificazione nel caso presentino strie di frizione che preservano indicazioni al verso del movimento.
- *Direzione*: angolo formato tra la linea orizzontale tracciata dal piano di faglia ed il nord geografico.
- *Immersione*: la direzione indicativa verso cui si dirige la faglia
- *Inclinazione*: angolo formato dal piano di faglia con l'orizzontale
- *Tetto*: blocco che si trova al di sopra del piano di faglia
- *Letto*: blocco che si trova al di sotto del piano di faglia
- *Rigetto*: rappresenta lo spostamento dei due blocchi in punti omologhi lungo il piano di faglia.
- *Pitch*: angolo formato sullo specchio di faglia tra la stria e la direzione dello specchio stesso

• TIPI DI FAGLIA

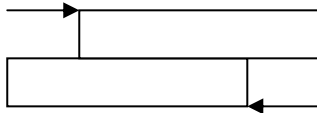
- *Faglie normali*: abbassamento relativo del tetto rispetto al letto, allungamento orizzontale dei blocchi, spostamento perpendicolare al piano di scorrimento.



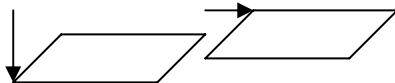
- *Faglie inverse*: spostamento perpendicolare al piano di scorrimento, innalzamento relativo del tetto rispetto al letto, raccorciamento orizzontale dei blocchi.



- *Faglie trascorrenti*: spostamento lungo il piano di scorrimento, destre o sinistre se il blocco opposto al punto di osservazione va in una direzione o l'altra.



- *Faglie oblique*: di caratteristiche intermedie tra le faglie già definite.



• RELAZIONI TRA FAGLIE/PIANI DI TAGLIO E GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS: IL MODELLO DI ANDERSON (1951)

In un mezzo isotropo ed omogeneo non interessato da fratture preesistenti un campo di stress produce deformazioni fino alla rottura di un angolo $<45^\circ$, Anderson ha sistematizzato un metodo che ci permette di risalire al campo di stress a partire da un sistema coniugato di faglie. Sulla base della classificazione di Anderson distinguamo:

- 1° Faglie normali σ_1 verticale σ_2 orizzontale e giacente lungo il piano di faglia σ_3 orizzontale
- 2° Faglia inversa σ_1 orizzontale σ_2 orizzontale e giacente lungo il piano di faglia σ_3 verticale
- 3° Faglia trascorrente σ_1 orizzontale σ_2 verticale e giacente lungo il piano di faglia σ_3 orizzontale

• CLASSIFICAZIONE DELLE FAGLIE BASATE SU LORO INTERRELAZIONI

1°Faglie en echelon: presentano eguale direzione e tendono a sovrapporsi, a sinistra o a destra secondo il verso.

2°Faglie parallele: di stessa direzione

3°Faglie a gradinata:eguali direzione ed immersione

4°Faglia principale:costituisce il fenomeno di dislocazione principale

5°Faglia secondaria:di importanza minore e coordinata con la precedente suddivise in

a)Faglie sintetiche:di stessa immersione della principale

b)Faglie antitetiche:di immersione opposta alla faglia principale

8°Faglie listriche:di profilo cicloide e concavità rivolta verso l'alto

•FRATTURE DI ESTENSIONE E DIACLASI

Fratture di estensione di forma lenticolare in sezione con bordi aperti nella parte centrale e congiunti alle estremità.

direzionalità dei minerali fibrosi d'abito accentuatamente \perp ai bordi.

Diaclasi che non evidenziano componenti di taglio ed hanno i bordi uniti.

•GIUNTI STILOLITICI

Superfici di discontinuità con picchi e creste a forma di colonna o coniche,le dimensioni sono mesoscopiche e i blocchi sono strettamente compenetrati,comuni in ambiente calcareo ed associati a fratture di estensione.

•RELAZIONI TRA FRATTURE DI ESTENSIONE/DIACLASI, STILOLITI E GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS

La parallela al piano di estensione/diaclasi corrisponde alla direzione di massima compressione σ_1

La perpendicolare al piano di estensione/diaclasi indica la direzione di massima estensione σ_3 , le fratture di estensione sono associate a sistemi tettonici.

La direzione degli stiloliti indica il σ_1 per le altre due direzioni ci si affiderà alle fratture di estensione/diaclasi.

•CINEMATICA DELLE FAGLIE

Lo scorrimento che avviene lungo le faglie lascia delle tracce note come indicatori cinematici, slickenside o tectoglifi, l'analisi dei suddetti permette di determinare il senso relativo tra i due blocchi e ricavare il campo di stress.

•NATURA DEGLI INDICATORI CINEMATICI

La natura degli indicatori cinematici è influenzata da a)la litologia dei blocchi,b)geometria delle superfici di scorrimento,c)velocità di spostamento,d)condizioni fisiche al contorno.

•ANALISI DEGLI INDICATORI CINEMATICI SU ROCCE CALCAREE E SU ROCCE NON CALCAREE

Le rocce calcaree, saranno interessate da:

1°)strie con gradini di calcite le quali si formano per l'allontanamento e lo scorrimento dei blocchi, i quali formando vuoti che vengono poi colmati con la formazione di minerali fibrosi come la calcite, i cristalli presentano forma lenticolare e su un lato si raccordano con continuità mentre dal lato opposto presentano un gradino di grandezza millimetrica.

2°)strie con stiloliti: lo scorrimento dei blocchi è caratterizzato da compenetrazione dei quali, la natura degli indicatori cinematici sarà quindi stilolitica e la polarità degli indicatori opposta al senso del movimento del blocco mancante.

Gli indicatori cinematica su rocce non calcaree sono divisi in due classi di tectoglifi:

1°)Ciottoli improntati,

- a) di tipo erodibile diminuendo di dimensione e volume con lo scorrere della faglia lasciano scanalature a forma di “v” con apice nella direzione di scorrimento.
- b) poco erodibili tendono a penetrare nel blocco di scorrimento e lasciano forma a “v” nelle scanalature con apice opposto alla direzione di scorrimento.
- c) nicchie a forma di semiluna originate da ciottoli di dimensioni maggiori con penetrazione rapida nel piano di faglia, il senso di scorrimento del blocco mancante corrisponde alla direzione verso cui il limite della nicchia si raccorda con continuità con la superficie di faglia.
- 2°) fratture di estensione/diaclassi divise in:
- a) semi-fratture di estensione inclinate di 30-50° rispetto al piano di faglia la loro immersione indica la direzione del blocco mancante, piane o curve
- b) fratture R di Riedel inclinate di 10-30° l’immersione indica la direzione del blocco mancante.
- c) laminazioni sigmoidali si formano a causa di laminazioni, il senso di movimento della faglia è indicato dalla direzione dell’angolo acuto che le laminazioni formano con il piano di faglia.

•STRIE SOVRAPPOSTE

rigetti istantanei che si producono sul piano di faglia al momento del sisma. Rigetti totali di scala molto maggiore delle precedenti sono il risultato della sovrapposizione di molte faglie, come tali possono essere equidirezionali o non conseguentemente alla cinematica della faglia.

•ALTRI INDICATORI CINEMATICI

La giacitura degli strati può essere indice della cinematica della faglia, specie in rocce sedimentarie poco consolidate. L’andamento delle fratture associate a faglie trascorrenti di importanza regionale.

6. DETERMINAZIONE DELLA GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS DALL’ANALISI DEGLI INDICATORI CINEMATICI DELLE STRUTTURE FRAGILI

La geometria del campo di stress legata a differenti eventi tettonici che hanno interessato un’area può essere determinata dall’analisi delle mesodeformazioni fragili delle rocce.

•METODI DI RAPPRESENTAZIONE DEI PIANI NELLO SPAZIO

Le faglie o loro piani possono essere rappresentate mediante:

- 1°) rappresentazione mediante ciclografiche
- 2°) rappresentazione mediante poli

•METODI DI RAPPRESENTAZIONE STEREOGRAFICA SU DIAGRAMMI DI SCHMIDT

Il metodo di Schmidt consente di rappresentare su un piano l’orientazione di qualsiasi retta nello spazio, il reticolo che usa è di tipo stereografico, le ciclografiche che ne derivano sono la proiezione dallo zenit di una sfera in piani corrispondenti ad archi di cerchi massimi.

•ESERCITAZIONI SU ALCUNE FAGLIE E PIEGHE

riferirsi alle esercitazioni

•RICERCA DEL CAMPO DEGLI SFORZI RESPONSABILE DELLO SCORRIMENTO SU UNA POPOLAZIONE DI FAGLIE IN UN MEZZO ROCCIOSO FRATTURATO

Strutture utili per la determinazione del campo di sforzi:

- 1°) macro faglie elementi morfostrutturali sono utili per determinare il senso di spostamento lungo le strutture tettoniche del primo ordine
- 2°) meso-faglie gli indicatori cinematici permettono di determinare la giacitura del piano di faglia, la giacitura delle strie o di altri elementi atti a determinare il senso di movimento
- 3°) micro-faglie stesse determinazioni che per le meso-faglie mediante microscopio elettronico.
- 4°) stiloliti danno informazioni sulla direzione del σ_1
- 5°) fratture di estensione come le stiloliti danno informazioni sulla direzione del σ_1

•ANALISI CINEMATICA SEMPLICE

Si prendono in considerazione le giaciture: dei piani di faglia, delle fratture di estensione, dei piani di stilolizzazione.

In ambiente tettonico distensivo si osservano:

Faglie normali, fratture di estensione verticali, picchi stilolitici verticali.

In ambiente tettonico compressivo si osservano:

faglie inverse, giunti di stilolizzazione verticali, fratture di estensione/diaclassi orizzontali.

In ambiente tettonico trascorrente si osservano:

faglie trascorrenti, giunti di stilolizzazione verticali, fratture di estensione/diaclassi verticali.

•ANALISI CINEMATICA COMPLESSA: METODO BASATO SUL MODELLO DI DEFORMAZIONE TRIASSIALE DI ANDERSON E METODO DI ANGELIER (GEOMETRIA DEL CAMPO TENSIONALE PER UNA SINGOLA FAGLIA E PER PIÙ FAGLIE.

Il metodo di Anderson: ammette che in un sistema di faglie si raggruppano in sistemi di taglio coniugati che contengono σ_1 lungo la bisettrice dell'angolo acuto tra i due piani coniugati, σ_3 lungo la bisettrice dell'angolo ottuso tra i due piani coniugati.

La geometria del campo tensionale si determina sulla base del diagramma a poli delle faglie rilevate; si tracciano le linee di isofrequenza al fine di determinare i poli medi dei due sistemi principali coniugati di faglie, si tracciano le ciclografiche dei punti medi il cui punto di intersezione rappresenta la direzione del σ_2 . lungo la ciclografica di cui σ_2 rappresenta il polo si ubicheranno il σ_1 ed il σ_3 .

Il metodo di Angelier: tale piano permette di risalire alla geometria del campo di stress considerando un insieme di piani di faglia striati. Per ogni piano è possibile definire quattro quadranti separati dal piano di faglia e dal piano ausiliario perpendicolare alla stria.

In base al tipo di movimento che caratterizza il piano di faglia i quadranti conterranno alternativamente le direzioni di massima (σ_1) e minima (σ_3). compressione ubicati lungo la bisettrice.

7. ASSOCIAZIONI STRUTTURALI

•DEFORMAZIONI LUNGO FAGLIE TRASCORRENTI E STRUTTURE ASSOCIATE

Questa parte della geologia strutturale esamina le strutture minori legate alla forma della superficie di scorrimento in rapporto al vettore-spostamento. Il movimento tra due blocchi generalmente presenta fenomeni di convergenza o divergenza a causa dell'irregolarità del piano di faglia.

Deformazione transpressiva distinguibile da settori di raccorciamento e sollevamento, le strutture più comuni sono pieghe con assi tendenzialmente di 45° rispetto alla direzione del piano di faglia principale (perpendicolare al σ_1). Faglie inverse oblique rispetto alla zona di taglio principale dette upthrust individuano una serie di cunei di estrusione tettonica e rialzati.

•ZONE DI TERMINAZIONE E DI INTERAZIONE TRA FAGLIE TRASCORRENTI.

Distinguiamo i movimenti trascorrenti su crosta continentale, riferiti alle **faglie trascorrenti** da quelli che si sviluppano su crosta oceanica riferiti alle **faglie trasformi**.

Quando il piano di faglia " circa verticale ed i movimenti su questa superficie indicano un movimento prevalente parallelo alla direzione del piano di faglia, definiamo questa struttura come faglia trascorrente. La faglia trascorrente può poi essere ulteriormente classificata in destra o sinistra a seconda del movimento del blocco posto davanti all'osservatore. Le aree caratterizzate da tettonica trascorrente mostrano una notevole complessità di strutture per la possibile coesistenza di strutture compressive, distensive e trascorrenti, come indicato dalla figura qui accanto. La deformazione determina, secondo quanto riconosciuto dagli esperimenti di Riedel, lo sviluppo iniziale delle strutture R, successivamente delle R' e, se la deformazione continua, delle strutture compressive e distensive. Il sistema cinematicamente coordinato. Le faglie trascorrenti si sviluppano in sistemi en-echelon. Il movimento si trasferisce da un settore all'altro attraverso zone che possono essere soggette ad estensione od a compressione, a seconda della geometria delle faglie trascorrenti e delle relazioni con il campo della deformazione. Avremo quindi delle aree dove i due blocchi tendono ad allontanarsi e quindi si aprono spazi (zone di **trans-tensione**) e delle aree dove invece i due blocchi tendono ad avvicinarsi (zone di **trans-pressione**). Nelle zone di trans-tensione si formano bacini di **pull-apart** mentre nelle zone di trans-pressione si sviluppano le strutture compressive.

I movimenti trascorrenti sono spesso associati:

- alle zone di collisione come per la catena himalayana (indentation model).
- alle zone distensive o compressive, come strutture di trasferimento (transfer faults, lateral ramp)

•EVOLUZIONE DI UN BACINO DI PULL-APART.

•COMPATIBILITÀ TRA FAGLIE DI DIVERSO TIPO

•PROBLEMI DI COMBINAZIONE DI FAGLIE IN TERMINI DI STRESS: COMPATIBILITÀ CINEMATICA

•THRUST E FALDE: SUPERFICI DI FLAT E DI RAMP, THRUST E PIEGHE, IMBRICATE FAN, STRUTTURE A DUPLEX, CULMINATION, BACKTHRUST, I THRUST IN 3D

Se nella successione stratigrafica si sviluppano due faglie una in alto ed una in basso. Abbiamo due possibilità:

- 1) le faglie si propagano in maniera indipendente;
- 2) le faglie si collegano lungo una superficie e sono cinematicamente collegate

La superficie di faglia assume una geometria articolata.

La parte della faglia che forma un alto angolo rispetto alla stratificazione si dice ramp; la parte invece che è parallela alla stratificazione si dice flat. Una rampa si sviluppa quando il livello lungo cui si sviluppa lo scollamento incontra rocce meccanicamente più resistenti: la superficie di sovrascorrimento cambia di inclinazione tagliando così la stratigrafia.

Se le rocce più resistenti hanno una continuità laterale articolata, accade che la superficie di sovrascorrimento cambia inclinazione in luoghi diversi. Il movimento del tetto rispetto al muro determina la formazione di un anticlinale di tetto. Uno dei due fianchi della piega è dovuto alla gravità mentre l'altro è dovuto al movimento del tetto rispetto al muro. Possiamo adesso distinguere rampe rispetto al tetto e rispetto al muro.

I sovrascorrimenti possono svilupparsi in sistemi embricati mantenendo lo stesso livello di scollamento. Il punto dove il sovrascorrimento si collega con la superficie si definisce branch point. In tre dimensioni, abbiamo la branch line. Lo sviluppo di un sistema embricato definisce singoli elementi sovrascorsi che vengono definiti horse. un caso particolare di sistema embricato è il duplex. Il duplex prevede che ogni singolo elemento sovrascorso (horse) sia circondato da superfici

di sovrascorrimento. Quando i sovrascorrimenti hanno in comune lo stesso branch point, si otteniamo un antiformal stack. La lunghezza del sovrascorrimento è uguale allo spostamento. Se invece i branch point più recenti sono davanti a quelli più vecchi, lo spostamento supera la lunghezza del sovrascorrimento. I sistemi di sovrascorrimento possono svilupparsi nel muro del primo sovrascorrimento oppure nel tetto del primo sovrascorrimento. Nel primo caso parliamo di una sequenza di piggyback (il sovrascorrimento più recente porta sulle spalle il sovrascorrimento più vecchio) oppure parliamo di una sequenza di overstep (il sovrascorrimento più recente salta sopra il sovrascorrimento più vecchio). I sovrascorrimenti che mostrano una vergenza opposta a quella dei sovrascorrimenti principali sono detti back thrust. Possono essere spiegati come effetto di compressioni laterali legate alla gravità durante la salita del tetto sulla rampa.

Un thrust è una faglia inversa con inclinazione inferiore ai 45° , il thrust rappresenta una risposta naturale ad una compressione orizzontale in condizioni fragili,

•HORST E GRABEN: ASSOCIAZIONI STRUTTURALI HORST-GRABEN SEMPLICI E COMPLESSE, HALF-GRABEN, RIFT (ESEMPI: RIFT DEL RENO, RIFT AFRICANI, RIFT DEL MAR MORTO, RIFT DEL LAGO BAIKAL, RIFT DEL MAR ROSSO, RIFT DELL'AFAR) Fino a non molto tempo fa, circa 15 anni, la nostra conoscenza dei meccanismi distensivi era dominata dalla teoria di Anderson, per cui i modelli geometrici per la tettonica distensiva che se ne ricavava era quello di faglie dirette coniugate ed immergenti sempre di circa 60° ; si ottenevano così horst e graben.

Horst = blocchi relativamente sollevati, non ruotati e delimitati da faglie dirette convergenti verso l'alto.

Graben = blocchi relativamente ribassati, non ruotati e delimitati da faglie dirette convergenti verso il basso.

Questo tipo di geometria comunque soddisfa soltanto piccole entità di estensione, in quanto l'estensione massima è limitata dalla profondità alla quale il blocco di crosta che definisce il graben può affondare. Faglie dirette piane ed inclinate che ruotano lungo una superficie comune di scollamento estensione. Questa associazione di faglie dirette è spesso definita modello del domino (domino model od anche bookshelf model). Con il modello del domino si sviluppa sia la rotazione degli strati che la rotazione del piano di faglia. L'estensione che si può raggiungere è molto elevata, maggiore di quella che si potrebbe raggiungere con faglie piane e non rotazionali. Con questa geometria si ottengono i semi-graben (half graben), così detti perché delimitati da una sola parte da faglie dirette. In queste depressioni può svilupparsi la sedimentazione. Intrusioni magmatiche o brecce di faglia riempiono i vuoti che si producono in prossimità della superficie principale di scollamento. Se il processo distensivo che ha determinato questa associazione di faglie dirette procede, una volta che il primo sistema di blocchi ha raggiunto la posizione di stabilità, si può sviluppare una seconda generazione di faglie dirette che delimitano altri blocchi anch'essi in rotazione. Il livello di scollamento si approfondisce.

•MODELLO GENETICO DI UN GRABEN

8. MECCANISMI FOCALI

•TEORIA DEL RIMBALZO ELASTICO

Considerando due blocchi separati da una superficie di scorrimento, ponendo attenzione a linee di riferimento all'interno dei blocchi, le forze di attrito vengono superate dalle reazioni elastiche che tendono a far ritornare le particelle in posizione di equilibrio originaria, si ha movimento relativo tra

i due blocchi, in tal caso l'attrito cede nel punto più debole e la frattura si propaga dall'ipocentro lungo la superficie di faglia. Secondo la teoria del rimbalzo elastico un terremoto si origina per il fatto che il lavoro delle forze viene accumulato sotto forma di energia elastica di deformazione che viene ceduta istantaneamente al momento della rottura. La teoria sin qui descritta dimostra anche alcuni fenomeni riscontrati in prossimità di faglie attive, sovente lo spazio risulta essere diviso in quattro quadranti alternativamente in compressione e distensione.

•PIANI NODALI E LORO RAPPRESENTAZIONE GRAFICA

Lo spazio all'intorno dell'epicentro di un sisma è diviso quattro quadranti determinati dall'incrocio dei piani nodali, i quali sono quello principale coincidente con il piano di faglia e quello ausiliario perpendicolare al vettore spostamento, l'ipocentro è posto all'intersezione tra i due piani. Il piano principale è anche evidenziato dalle scosse secondarie che sovente seguono la principale nei sismi. La rappresentazione grafica dei piani, sarebbe la proiezione su di un piano equatoriale del diagramma di Schmidt dei punti di arrivo dei primi segnali e dei piani nodali, la rappresentazione così chiamata è detta reticolo meccanismo focale.

•TIPI DI MECCANISMI FOCALI IN FUNZIONE DEI TIPI DI FAGLIA

- 1°) faglia trascorrente destra con piano di scorrimento verticale
- 2°) faglia trascorrente destra con piano di scorrimento non-verticale
- 3°) faglia inversa con piano di scorrimento sub-verticale
- 4°) faglia diretta con piano di scorrimento sub-verticale
- 5°) faglia inversa con componente di trascorrenza sinistra
- 6°) faglia normale con componente di trascorrenza normale

9. GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE

GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE

1° la geomorfologia strutturale si occupa degli effetti delle strutture sulla morfologia di un regione.

2° faglie e pieghe di rilevanza regionale sono le strutture tettoniche che condizionano i caratteri morfologici di un'area.

3° poiché in Italia meridionale le faglie sono le principali cause di modificazioni strutturali si tratterà principalmente questa parte della materia in questione.

FAGLIE E FORME DEL TERRITORIO INDICATORI NEOMORFOTETTONICI

Scarpate di faglia:

1° Età

·Scarpate di faglia: sono le principali forme tettoniche associate alle faglie.

·Erosione è il fenomeno che più di frequente e proporzionalmente all'età della struttura cancella gli effetti dell'erosione al punto da non far coincidere in molti casi il piano di faglia con la scarpata di faglia.

·Tipo di faglia e litologia sono invece le cause fondamentali nella conservazione del piano di faglia.

2° Tipo di faglia

·la non coincidenza piano di faglia e scarpata è tipico specialmente delle faglie inverse in quanto il tetto è geometricamente posto in posizione sporgente rispetto al letto e pertanto risulta facilmente erodibile.

·le faglie normali hanno il letto esposto e quindi maggiormente degradabile.

·le faglie trascorrenti come le normali non hanno tendenza alla manifestazione di scarpate.

3° Litologie coinvolte nel ragliamento:

- Una scarpata di faglia si conserva meglio in materiali difficilmente erodibili e più resistenti(granito>argille).
- Faccette triangolari e/o trapezoidali sono settori di scarpata di faglia causati da:
 - dislocazione verticale di sistemi creste-corsi d'acqua(triangolari in catena costiera su terreni poco erodibili).
 - degradazione dei corsi d'acqua dell'originaria scarpata di faglia(tipica di materiali facilmente erodibili).

Discontinuità altimetriche e planoaltimetriche di crinale

- I crinali presentano differente morfologia connessa con il settore di sviluppo.
 - 1° litotipi coerenti sono associati a morfologia spigolosa e sviluppo in pianta rettilineo.
 - In profilo una serie di discontinuità altimetriche, talora di diverse decine di metri, rappresentate da selle e gradini; in pianta tali discontinuità trovano una certa corrispondenza con i crinali adiacenti a riprova della loro natura tettonica.
 - 2° in associazione con sedimenti granulari e poco coesivi o coerenti i crinali sono arrotondati e con sviluppo curvilineo in pianta, non presentano discontinuità di crinale o forme tipiche.
- Deviazioni di corsi d'acqua
- Allineamenti di picchi isolati
- Allineamenti di paleosuperfici(altri indicatori morfotettonici sono resti di antiche superfici morfologiche, di tipico aspetto subpianeggiante ed ondulato, di sovente a vari livelli di quota dalle faglie normali).
- Coni di detrito di faglia(presenti in piede di scarpata di faglia testimoniano il sollevamento e la conseguente erosione per aumento dell'energia di versante).
- Faglie di superficie(da leggersi come tracce di eventi sismici di livello critico).
- Shuttermidges(faglie all'incrocio tra superficie terrestre ondulata e movimento trascorrente).

SCARPATE DI LINEA DI FAGLIA

La scarpata di linea di faglia è una forma litostrutturale da contatto tra due litotipi che genera un contatto morfologico simile a quello della scarpata di faglia ma imputata ad un arretramento dell'originaria.

A)scarpata di linea di faglia resequente(congruente con la struttura tettonica).

B)scarpata di linea di faglia obsequente(non congruente con la struttura tettonica).

- scarpata di linea di faglia di tipo esumata(causata da erosione selettiva della coltre alluvionale).

INVERSIONE DEL RILIEVO

- In corrispondenza di faglia per erosione selettiva si può formare un rilievo che sovverte l'impostazione strutturale.
- Particolari condizioni possono dare una scarpata di linea di faglia obsequente.
- le prime fasi di sviluppo fanno corrispondere ad un livello di base inalterato lo smantellamento della scarpata di faglia
 - successivamente un abbassamento del livello di base con conseguente erosione selettiva compare una scarpata di linea di faglia obsequente, quest'ultima speculare rispetto alla primitiva non sorge per cause tettoniche bensì per la posizione depressa del blocco dx che consente di preservare il livello resistente, ed alla ripresa dell'erosione.
 - ultimo sviluppo è la formazione di un livello resequente geometricamente analogo a quello iniziale in cui l'erosione selettiva evidenzia la struttura tettonica da tempo inattiva.
- Oltre che singoli rilievi l'inversione di faglia può interessare sistemi di faglia.

IL RETICOLATO FLUVIALE NEI SISTEMI DI FAGLIA:

- Le faglie hanno anche una parte fondamentale nel condizionamento del reticolato fluviale
- Le principali tipologie di reticoli influenzati da sistemi di faglie/fratture sono tre:

1° reticolo parallelo costituito da collettori sub-paralleli tipico di terreni impermeabili con un controllo strutturale di fratture parallele a sensibile acclività.

2° reticolo rettangolare dipendente dalle strutture l'ubicazione dei corsi d'acqua risulta essere non solo parallela ma allineata

3° reticolo angolare mostra un reticolo con ramificazioni presentanti due direzioni prevalenti indica un controllo strutturale di due fasci di faglie, fratture, o discontinuità litologiche.

DISADATTAMENTO LITOSTRUTTURALE DELL'IDROGRAFIA:

Talvolta il reticolato idrografico è interessato da caratterizzazione dovuta ad eventi precedenti il sorgere di fenomeni strutturali, i pattern attivi nell'influenzare il reticolato sono remoti e morfostrutturalmente preesistenti. I casi tipici sono due:

1° Sovraimposizione (permanenza di un corso d'acqua durante l'incisione qualora questo incontri in profondità condizioni litostrutturali diverse da quelle che avevano originato il tracciato stesso)

2° Antecedenza (il corso d'acqua mantiene il suo percorso attraverso una struttura tettonica attiva rispetto alla quale il corso d'acqua è più antico cioè antecedente).

10. STUDIO DELLE STRUTTURE FRAGILI DI UN'AREA

- METODOLOGIA DI STUDIO PER IL RICONOSCIMENTO DI STRUTTURE E MORFOSTRUTTURE TETTONICHE
- PRINCIPALI STRUTTURE FRAGILI DELLA CALABRIA

11. LA DEFORMAZIONE DUTTILE

• LE PIEGHE

Il piegamento è il risultato di condizioni di piccolo contrasto di competenza ed in presenza di filiazioni secondarie lungo cui si sviluppa il movimento relativo

• DEFINIZIONE DEGLI ELEMENTI DELLE PIEGHE

La piega è distinta

1. da un piano assiale piano di simmetria passante per l'apice della piega
2. dall'asse di intersezione dell'apice della piega con il piano assiale
3. fianchi che si trovano ai lati della cerniera
4. nucleo che è la parte compresa tra i due fianchi
5. cerniera che rappresenta il tratto di massima curvatura degli strati

• NOMENCLATURA DELLE PIEGHE

Le pieghe sono:

A) sinclinali, qualora il materiale al centro sia più giovane di quello sui fianchi.

B) anticlinali, qualora il materiale al centro sia più vecchio di quello sui fianchi.

• CLASSIFICAZIONI DELLE PIEGHE

La classificazione delle pieghe procede in base all'inclinazione del piano assiale distinguendo

Le pieghe in diritte inclinate coricate o rovesciate

• MECCANISMI DI FORMAZIONE DELLE PIEGHE

La piega è il risultato generalmente o di un ambiente che comporta la duttilizzazione del materiale per alte pressione o-e temperatura o di uno stress molto poco forte ma di particolare durata, ciò non toglie che alcuni materiali siano naturalmente predisposti a raggiungere valori mai critici che favoriscono questo tipo di strutture.

•GLI ALTRI TIPI DI DEFORMAZIONE DUTTILE

Altre strutture minori che possono svilupparsi durante il piegamento sono:

Vene di estensione: gli strati più competenti, sottoposti a taglio per scorrimento, possono sviluppare vene di estensione (tension gashes)

Boudin: l'estensione che si sviluppa sui fianchi della piega durante il flexural slip può portare alla fratturazione e separazione degli strati più competenti

giunti: giunti paralleli al piano assiale: sono spiegati come aspetti di estensione legati alle fasi di piegamento; giunti ortogonali al piano assiale: giunti di estensione paralleli alla massima compressione; giunti coniugati: giunti di taglio.

•FOLIAZIONI - SPACED CLEAVAGE - SLATY CLEAVAGE - CRENULATION CLEAVAGE – SCISTOSITÀ

La superficie di scarto è detta foliazione primaria e corrisponde sempre e soltanto ad un cambiamento litologico. Possiamo distinguere quattro tipi di clivaggio:

CLIVAGGIO DISGIUNTIVO (*disjunctive cleavage, stylolitic cleavage*). E' costituito da Discontinuità meccaniche secondarie originatesi per processi di dissoluzione. La dissoluzione si sviluppa nelle rocce con parti argillose diffuse. Si sviluppa preferenzialmente nei livelli più ricchi di argilla, probabilmente per la maggiore presenza di molecole di acqua. L'evoluzione del clivaggio disgiuntivo prevede il progressivo sviluppo ed aumento di spessore del dominio stilolitico dove si concentrano gli elementi insolubili. Se la deformazione continua, il processo di dissoluzione può determinare la crescita del dominio stilolitico fino a rappresentare un luogo preferenziale di erosione (per la presenza di materiale più fine) e dare origine a discontinuità meccaniche che possono essere confuse con fratture. **PENCIL CLEAVAGE**. Si sviluppa in rocce a granulometria particolarmente fine (argilliti) e determina la fratturazione della roccia in elementi isolati a forma di matita. Tale fratturazione deriva dall'intersezione della superficie di clivaggio con la stratificazione (se è variazione litologica: argilla/silt) oppure dall'intersezione dei piani di clivaggio con le superfici legate alla isorientazione dei minerali argillosi che avviene durante la compattazione. Il pencil cleavage caratteristico di argilliti poco deformate. E' un clivaggio non penetrativo (il singolo piano di clivaggio non interessa l'intero corpo roccioso) E' ritenuto costituire la fase iniziale per lo sviluppo dello slaty cleavage (clivaggio penetrativo).

LA SPAZIATURA DEL CLIVAGGIO

Dipende dal contenuto di minerali argillosi e dallo strain. A parità di condizioni litologiche, minore la spaziatura, maggiore ' lo strain. A parità di strain, minore ' la spaziatura, maggiore ' la quantità di minerali argillosi. Il dominio compreso fra due superfici di clivaggio viene definito *microlithon*.

Il clivaggio si definisce spaziatto fra 1mm ed 10 cm; si definisce continuo se è spaziatto meno di 1 mm. La scistosità è una foliazione secondaria su cui si sviluppa cristallizzazione. I nuovi minerali risultano spesso allungati secondo una direzione preferenziale (lineazione mineralogica). La scistosità quindi si sviluppa in condizioni metamorfiche. Diversi processi deformativi coesistono determinando lo sviluppo della foliazione. Essi sono: *rotazione di minerali, ricristallizzazione e schiacciamento di elementi preesistenti*.

•LINEAZIONI

La lineazione è costituita da minerali ed aggregati di minerali allungati. I minerali più comuni sono le miche, il quarzo, l'anfibolo ed il feldspato. La lineazione mineralogica si trova sul piano di scistosità (piano XY dell'ellissoide dello strain: vedi figura a fianco). Poiché i minerali tendono a crescere nella direzione che gli è più favorevole, la lineazione mineralogica indica la direzione di massimo allungamento (asse Y dell'ellissoide dello strain). La direzione della lineazione mineralogica non cambia durante la deformazione anche se il piano di scistosità ruota fino a parallelizzarsi con i limiti della superficie di taglio. La lineazione mineralogica quindi ci indica la direzione (ma non il verso!!!) del trasporto tettonico; ha lo stesso significato delle strie sui piani di faglia.

•ZONE DI TAGLIO DUTTILI

La scistosità e la lineazione trovano la loro massima espressione nelle zone di taglio duttili e ciò in zone tabulari di una larghezza definibile ed in cui lo strain è considerevolmente più elevato che nelle zone circostanti. Nelle zone di taglio duttili la deformazione si sviluppa senza perdita di coesione. Esse sono caratterizzate da una elevata componente di taglio semplice così che esiste sempre spostamento relativo. La deformazione, in una zona di taglio duttile, può essere omogenea (a) od eterogenea (b). Notare, all'interno della zona di taglio, la rotazione del piano XY dell'ellissoide e la conseguente deflessione del piano di scistosità.

Questo testo è stato stampato dal file “ GEOSTRU.pdf ” prelevato gratuitamente dal sito web:

“ Geologia 2000 ” [www.anisn.it/geologia2000]

Questo testo e il suo file sorgente non possono essere utilizzati a scopo di lucro, cioè non possono essere venduti né possono essere ceduti attraverso attività pubblicitarie o promozionali di qualsiasi tipo senza esplicito consenso dell'autore.

In ogni caso la libera diffusione deve rispettare l'integrità del testo e la citazione chiara e completa di autore e provenienza.

Diffida di chi non rispetta queste regole.