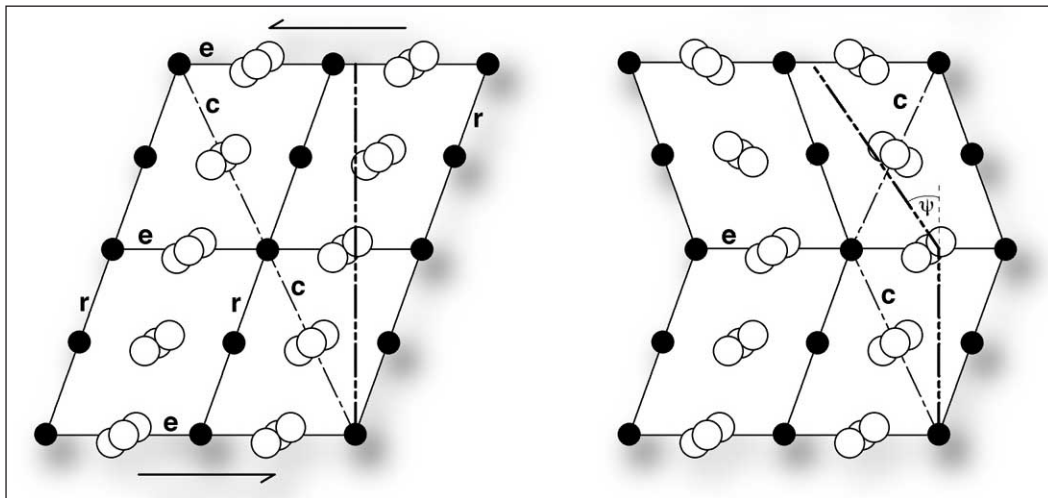




Dipartimento di Scienze della Terra
Università di Siena
Via Laterina 8
53100 - Siena

Microstrutture, tessiture e meccanismi deformativi



Data:

A cura di:

Luglio 2003

Paolo Conti

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena

conti@unisi.it

Sommario

1	Deformazione intracristallina.	5
1.1	Difetti in cristalli reali	6
1.1.1	Difetti puntiformi	6
1.1.2	Difetti unidimensionali o lineari	8
1.1.3	Difetti bidimensionali o planari	8
1.2	Dislocazioni	8
1.2.1	Tipi di dislocazioni	11
1.2.2	Attivazione di sistemi di scorrimento	13
1.2.3	Movimento di dislocazioni	16
1.2.4	Interazioni tra dislocazioni	19
1.2.5	Climb di dislocazioni	21
1.2.6	Movimento di dislocazioni e geminazione	24
1.2.7	Formazione di dislocazioni	30
1.2.8	Movimento di dislocazioni e strain	31
1.3	Difetti bidimensionali (o planari).	33
1.3.1	Limiti tra i granuli	33
1.3.2	Migrazione dei limiti tra i granuli	35
1.4	Bibliografia	37
2	Paleopiezometria	39
2.1	Piezometri basati sulla densità di dislocazioni	40
2.2	Piezometri basati sulle dimensioni dei subgrani	42
2.3	Piezometri basati sulle dimensioni dei grani ricristallizzati.	43
2.4	Stabilità microstrutturale	44
2.5	Bibliografia	47
3	Meccanismi deformativi	49
3.1	Cataclasi	49
3.1.1	Fratturazione	49
3.1.2	Cataclasi e flusso cataclastico	51
3.2	Plasticità	52
3.2.1	Meccanismi di ricristallizzazione plastica	52
3.2.2	Ricristallizzazione dinamica	55
3.3	Scivolamento viscoso.	57
3.4	Dissoluzione e riprecipitazione	57
3.5	Transizione fragile-“duttile”	58
3.6	Cataclasiti e miloniti	58
3.7	Processi di <i>work softening</i>	59
3.8	Localizzazione della deformazione	60
3.9	Evoluzione di zone di taglio	66
3.9.1	Tipi di zone di taglio	67
3.9.2	Zone di taglio e storia deformativa	67
3.10	Bibliografia	69

4	Tessiture in rocce deformate	71
4.1	Rotazione passiva di cristalli	71
4.2	Geminazione	72
4.3	<i>Dislocation glide</i>	73
4.4	Ricristallizzazione dinamica	77
4.5	Uso del tavolino universale per lo studio di tessiture.	84
4.6	Bibliografia	89
5	Indicatori cinematici.	91
5.1	Porfiroclasti asimmetrici	92
5.2	Foliazioni complesse	96
5.2.1	Superfici S-C	96
5.2.2	<i>Shear band</i>	97
5.3	Orientazioni preferenziali di forma	100
5.4	Orientazioni cristallografiche preferenziali	102
5.5	Determinare orientazioni cristallografiche preferenziali al microscopio	102
5.6	Bibliografia	104
6	Reologia	107
6.1	Modelli di comportamento di materiali continui	107
6.1.1	Comportamento elastico	107
6.1.2	Comportamento viscoso	107
6.1.3	Comportamento plastico	109
6.1.4	Comportamento visco-elastico	109
6.1.5	Comportamento elastico-plastico	110
6.2	Deformazione sperimentale di rocce	110
6.2.1	Tipi di apparati	112
6.2.2	Rappresentazione dei dati	113
6.3	Flusso duttile	115
6.3.1	Esperimenti a stress costante (<i>creep test</i>).	116
6.3.2	Esperimenti a velocità di deformazione costante	117
6.3.3	<i>Steady-state creep</i>	118
6.4	Bibliografia	120
7	Deformazione e metamorfismo	121
7.1	Deformazione e reazioni metamorfiche	121
7.1.1	Strain e stabilità dei minerali.	122
7.1.2	Energia libera e microstrutture.	122
7.2	Bibliografia	125

1 DEFORMAZIONE INTRACRISTALLINA

Se si prendono in considerazione volumi di roccia di dimensioni abbastanza grandi rispetto alle dimensioni dei singoli granuli, tutte le rocce possono essere considerate dei materiali continui omogenei e l'analisi quantitativa della loro deformazione può essere condotta senza prendere in esame le varie discontinuità della struttura e delle proprietà meccaniche che si hanno, per esempio, ai limiti dei granuli. Durante un qualsiasi tipo di deformazione omogenea (taglio puro, taglio semplice, ecc.) tutti gli allineamenti di punti materiali in un corpo, eccetto particolari direzioni, ruotano nella direzione dell'asse X dell'ellissoide dello strain finito (Figura 1-1a, b, c).

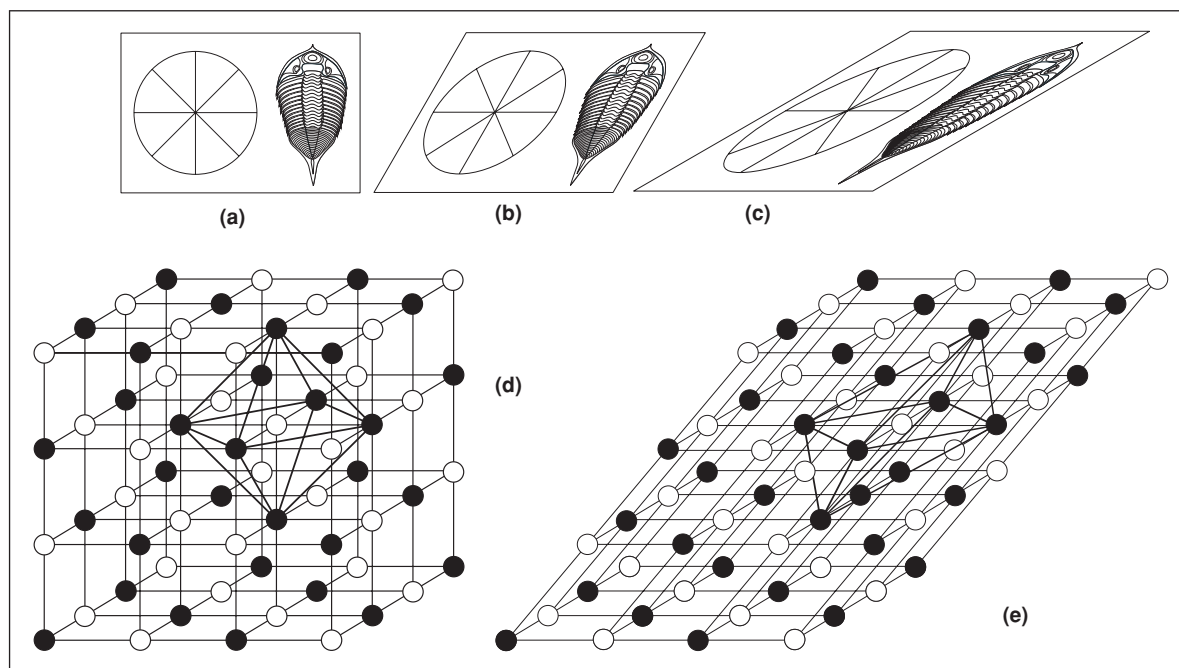


Figura 1-1 (a) Oggetti indeformati successivamente sottoposti a taglio semplice. (b) e (c) Oggetti deformati per taglio semplice in modo omogeneo. (d) Cristallo ideale indeformato. (e) Cristallo deformato in modo omogeneo per taglio semplice. Questo tipo di deformazione a scala del cristallo non si realizza in natura.

Questo non è più assolutamente valido se consideriamo la deformazione alla scala dei singoli cristalli. Semplice evidenza di ciò è che anche in una roccia fortemente deformata (es. milonite), i reciproci rapporti angolari tra le varie direzioni cristallografiche in un cristallo non cambiano. Questa semplice osservazione indica che in una roccia deformata non si ha una deformazione omogenea dei cristalli, con rotazione passiva di direzioni e piani reticolari (Figura 1-1d, e). L'esperienza comune ci dice che in rocce deformate si osservano comunque cristalli di forma allungata, quindi altri meccanismi devono intervenire durante il processo deformativo e devono portare ad una variazione della forma esterna di un cristallo, senza produrre alcun cambiamento della sua struttura cristallina interna (Figura 1-2).

In questo capitolo considereremo i meccanismi deformativi che agiscono a scala microscopica in cristalli reali. Lo studio di questi meccanismi è molto importante in quanto ci permette di stabilire:

- a) quali sono i meccanismi deformativi che producono una deformazione permanente nei cristalli reali;
- b) in quali condizioni operano questi meccanismi;

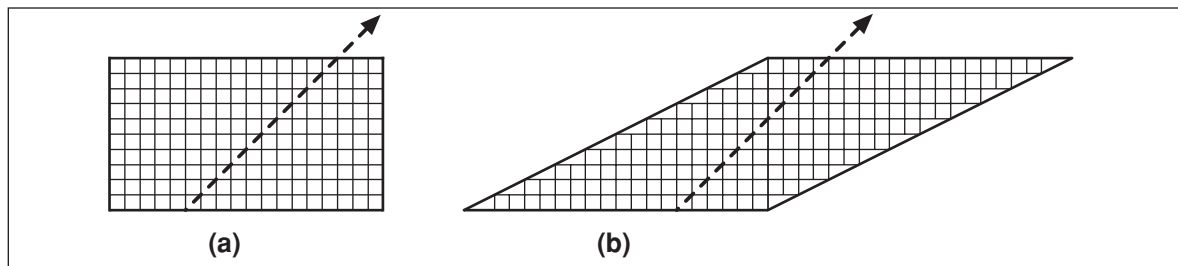


Figura 1-2 (a) Cristallo ideale con reticolo cristallino indeformato, la freccia indica una direzione cristallografica qualsiasi. (b) Cristallo deformato per taglio semplice. Lo stress applicato ha indotto una variazione della forma esterna del cristallo, mentre la struttura cristallina interna non risulta deformata, come indicato dalla direzione cristallografica indicata dalla freccia, che risulta sempre parallela a se stessa.

- c) quali relazioni tra velocità di deformazione e stress (reologia) sono associate ai diversi meccanismi deformativi;
- d) quali microstrutture in una roccia riflettono il meccanismo deformativo che le ha prodotte;
- e) quali sono le condizioni (P, T, presenza di fluidi, ecc.) durante l'evento deformativo.

1.1 Difetti in cristalli reali

La disposizione ideale ordinata di atomi in un reticolo cristallino tridimensionale è spesso interrotta da difetti di vario tipo. Questi difetti reticolari sono evidenziati da studi a diffrazione a raggi X, da studi con microscopio elettronico a trasmissione (TEM) e con microscopio elettronico a trasmissione ad alta risoluzione (HRTEM). Difetti si possono formare sia durante le fasi di crescita del cristallo, che a causa di una sua successiva deformazione.

La presenza di difetti influenza fortemente alcune proprietà dei cristalli. Colore, resistenza alla frattura, conduttività, deformazione, diffusione, sono tutte influenzate dal tipo e dal numero di difetti reticolari nel materiale cristallino. Strutture cristalline ricche in difetti reticolari sono sensibilmente più facili da deformare, di conseguenza la deformazione di cristalli reali è fortemente in relazione con la presenza e il movimento di difetti.

Vari tipi di difetti possono essere presenti in un cristallo. Essi possono essere:

- a) difetti puntiformi;
- b) difetti unidimensionali o lineari (dislocazioni);
- c) difetti bidimensionali o planari (limiti tra i grani).

1.1.1 Difetti puntiformi

Tra i difetti che si possono riscontrare all'interno di un cristallo, i più comuni sono:

- a) siti reticolari vacanti (*Schottky defect, vacancy*): una posizione del reticolo cristallino che dovrebbe essere occupata da un catione o un anione è invece libera (Figura 1-3a);
- b) atomi che non occupano posizioni reticolari (*Frenkel defects*): un atomo non occupa la sua posizione all'interno del reticolo cristallino, ma risulta spostato all'interno del reticolo (Figura 1-3b). Questo tipo di difetto è comune nel caso di cationi, perché gli anioni sono comunemente di dimensioni maggiori;
- c) impurità sostituzionali (*impurity*): una specie atomica estranea occupa una posizione reticolare solitamente occupata da un altro atomo (Figura 1-3c);
- d) impurità interstiziali (*interstitials*): sono atomi estranei presenti all'interno del reticolo cristallino (Figura 1-3d). Il reticolo cristallino nelle immediate vicinanze può deformarsi per accomodare questo difetto.

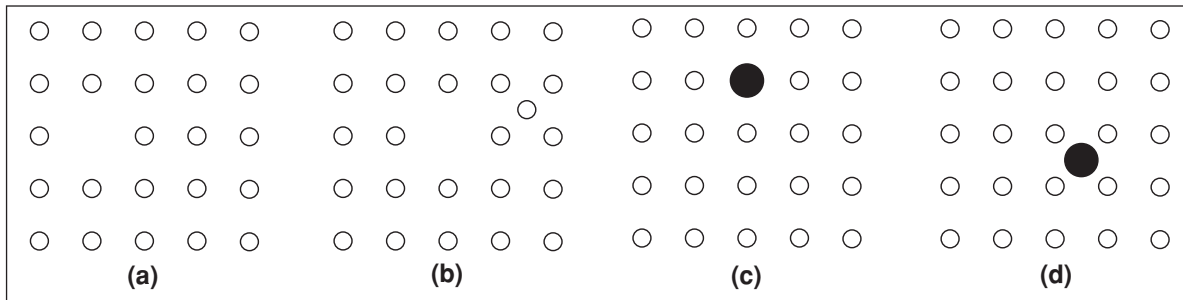


Figura 1-3 Difetti puntiformi in cristalli. (a) Siti reticolari vacanti. (b) Atomi che occupano posizioni non reticolari. (c) Impurità sostituzionali. (d) Impurità interstiziali.

E' possibile che un atomo adiacente ad un sito reticolare non occupato si muova, andando ad occupare il sito libero (Figura 1-4). Lo spostamento di un atomo in una direzione all'interno di un cristallo equivale quindi al movimento di un sito libero nel senso opposto. Questo processo di spostamento di materiale all'interno di un cristallo è detto **diffusione**. In presenza di uno stress orientato il movimento di atomi all'interno del cristallo non è casuale, ma avviene preferenzialmente nella direzione parallela allo stress applicato (Figura 1-5). Il movimento di siti re-

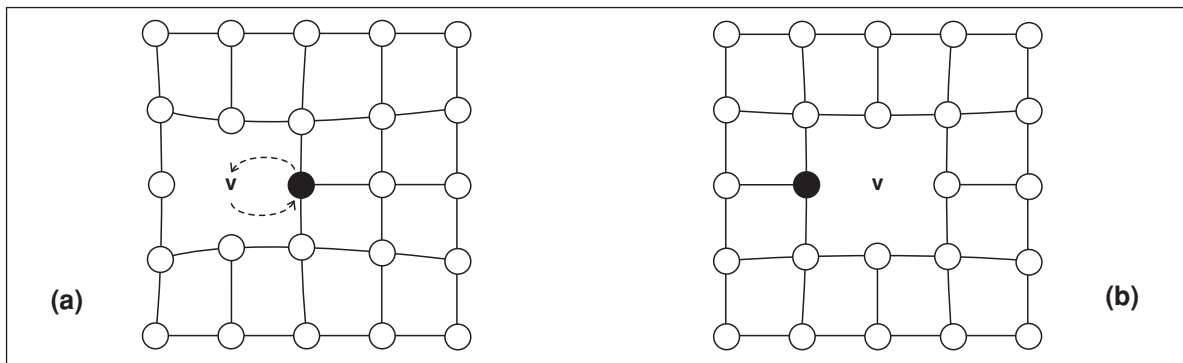


Figura 1-4 Movimento di siti reticolari vacanti (v) all'interno di un cristallo.

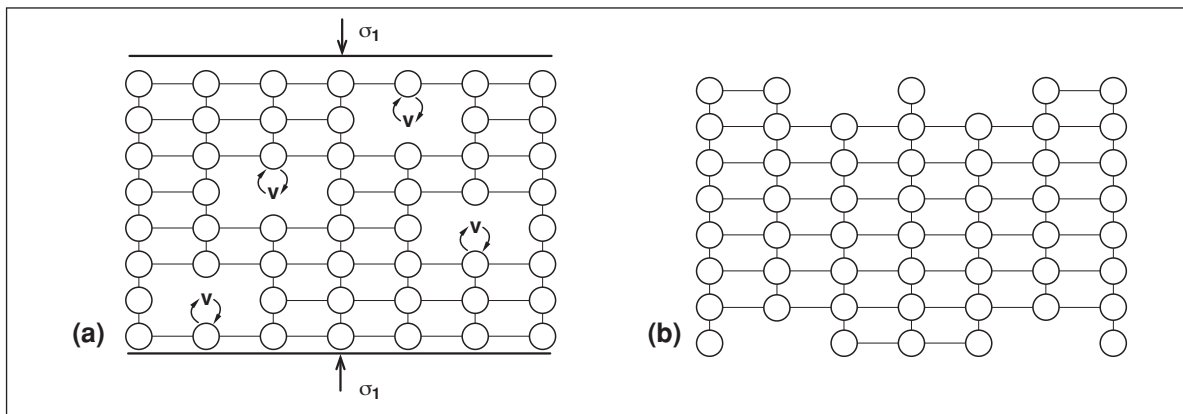


Figura 1-5 (a) Cristallo con siti reticolari vacanti (v). Applicando uno stress σ_1 i siti vacanti si muovono nella direzione di σ_1 , raggiungendo la superficie modificando la forma esterna del cristallo (b).

ticolari non occupati avverrà quindi nel senso opposto, cioè nella direzione di σ_1 e porterà ad una variazione della forma del cristallo. La possibilità di un cristallo di variare la sua forma esterna a seguito del processo di diffusione è quindi legato alla presenza di siti reticolari non occupati, e alla capacità di movimento di atomi all'interno del reticolo cristallino. Il movimento di

atomi è quindi legato alla facilità con cui i legami atomici possono rompersi e riformarsi, ed è favorito ad alte temperature. Ne risulta quindi che modificare la forma di un cristallo mediante diffusione, cioè mediante movimento di difetti puntiformi, è possibile solo ad alte temperature.

1.1.2 Difetti unidimensionali o lineari

Se una serie di difetti reticolari si allineano all'interno di un cristallo, si parla di difetti lineari. Solitamente non si tratta di allineamento di impurità o siti reticolari vacanti, tale configurazione non è stabile in quanto i fenomeni di diffusione inducono movimento di atomi e difetti in varie direzioni nel reticolo cristallino. I difetti lineari più importanti che si riscontrano all'interno di cristalli sono le dislocazioni, cioè un allineamento di difetti che portano ad una distorsione del reticolo cristallino secondo ben precise regole geometriche. Data la grande importanza che esse rivestono nella deformazione plastica dei minerali, saranno trattate estesamente in seguito (vedi Capitolo 1.2).

1.1.3 Difetti bidimensionali o planari

Qualsiasi roccia policristallina, anche monomineralica, può essere descritta come un aggregato di grani. Il limite tra grani, cioè la superficie che separa cristalli con orientazione cristallografica differente, è una superficie caratterizzata da un'alta densità di difetti. Risulta quindi che i difetti planari più importanti presenti in una roccia sono i limiti tra i singoli grani. Poiché i difetti lineari più comuni sono le dislocazioni, i contatti tra i grani sono rappresentati da superfici ad alta densità di dislocazioni. Anche questi tipi di difetti verranno presi in considerazione più dettagliatamente in seguito, per il loro fondamentale ruolo durante la deformazione plastica (vedi Capitolo 1.3).

1.2 Dislocazioni

Il modo più semplice in cui può avvenire la deformazione di un cristallo è mediante scorrimento su piani reticolari (Figura 1-6). Scorrimento può avere luogo su un piano cristallografico e di una distanza tale che gli atomi alla fine dello scorrimento si trovino in una posizione cristallografica corrispondente. Questo permette una variazione della forma esterna del cristallo senza che la struttura cristallografica interna sia modificata. Nel caso della Figura 1-6 l'impacchettamento esagonale originario è presente anche alla fine della deformazione.

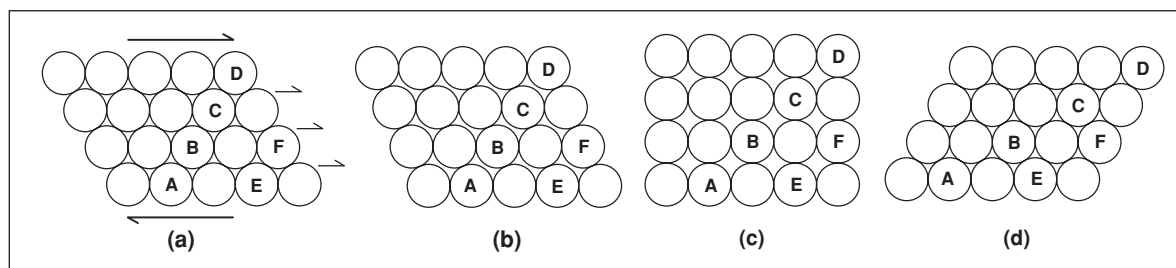


Figura 1-6 Deformazione di un cristallo mediante scorrimento contemporaneo su vari piani reticolari.

Durante questo tipo di deformazione si deve avere uno stadio iniziale in cui la deformazione è di tipo elastico. Nel passare dall'impacchettamento di Figura 1-6a a quello di Figura 1-6b si ha

infatti un aumento della lunghezza di alcuni legami atomici, per esempio quelli tra l'atomo A e l'atomo B, tra B e C, ecc. Se a questo punto si toglie lo stress applicato, si ritorna nella situazione originaria di Figura 1-6a, cioè la deformazione è reversibile. Se invece la deformazione prosegue si arriva allo stadio raffigurato in Figura 1-6c. A questo punto la deformazione procederà solo se lo stress applicato è sufficiente a rompere tutti i legami lungo tutti i piani su cui si ha scorrimento (es. legame tra A e B, tra B e C, ecc.) e se si formano nuovi legami (es. legame tra B e E, tra C e F, ecc.). Se ciò avviene (Figura 1-6d) la deformazione è a questo punto permanente, se si toglie lo stress applicato il cristallo non tornerà nella situazione originaria di Figura 1-6a, perché anche la situazione di Figura 1-6d è una struttura stabile, occupando gli atomi tutte le posizioni reticolari come in Figura 1-6a. Lo stress necessario per originare questo tipo di deformazione, cioè per rompere tutti i legami lungo il piano di scorrimento è la resistenza teorica al taglio (*theoretical shear strength*), anche detto limite teorico elastico (*theoretical elastic limit*).

Conoscendo l'energia necessaria per rompere i vari tipi di legami in un cristallo e conoscendo i parametri del reticolo cristallino, cioè la distanza tra i vari atomi, è possibile ricavare la resistenza teorica al taglio per qualsiasi materiale. In tutti i materiali si è riscontrato che la resistenza teorica al taglio è di parecchi ordini di grandezza (ca. 10^5) maggiore rispetto a quella reale. In natura cioè ogni materiale si deforma molto più facilmente di quanto previsto calcolando la resistenza teorica al taglio. Questo implica che il modo di deformazione descritto in precedenza, con rottura contemporanea di tutti i legami su un piano reticolare e conseguente scorrimento su quel piano, non è il meccanismo con cui avviene deformazione di cristalli reali.

Nel 1934 G.I Taylor, E. Orowan e M. Polanyi lavorando indipendentemente proposero un altro modo di deformare un materiale senza che il reticolo cristallino risulti distorto alla fine del processo deformativo. Quest'altro tipo di processo deformativo si basa sulla possibilità dei difetti reticolari lineari, le dislocazioni, di spostarsi attraverso il reticolo cristallino anche applicando bassi valori di stress, molto al di sotto della resistenza teorica al taglio. Il principio su cui si basa questo modo di deformazione è molto semplice ed è quello che permette ad un bruco di avanzare senza strisciare (Figura 1-7), ma staccando dal suolo e portando in avanti progressivamente segmenti successivi del proprio corpo. Nei cristalli la deformazione avviene mediante scorrimento di due

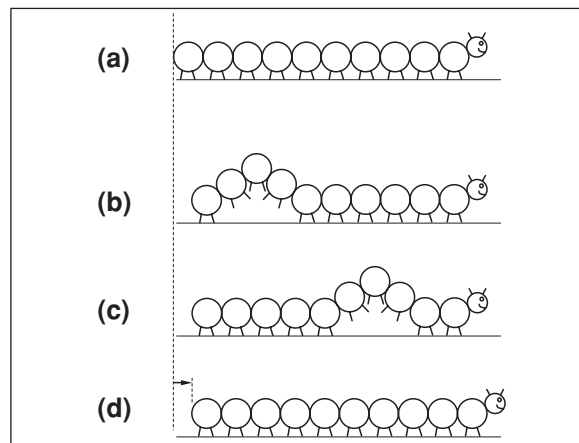


Figura 1-7 Movimento di un bruco che avanza senza strisciare.

porzioni del reticolo cristallino lungo piani reticolari, spostando però un punto reticolare alla volta. Questo processo è dal punto di vista energetico più favorevole rispetto a quello visto in precedenza, perché per essere attivato è richiesto uno stress minore. Non si deve avere infatti la rottura contemporanea di tutti i legami sul piano di scorrimento, ma è necessario introdurre nel reticolo difetti lineari: le dislocazioni.

In Figura 1-8 è illustrato schematicamente come avviene la deformazione in un cristallo reale. La Figura 1-8a mostra una sezione di un cristallo indeformato, a tratteggio è indicato il piano reticolare su cui si avrà scorrimento. Applicando uno stress si ha inizialmente distorsione dei legami (Figura 1-8b), quindi rottura di uno di questi (legame A-B) in corrispondenza del piano di scorrimento e formazione di un nuovo legame (legame A-C, Figura 1-8c). Essendo il resto del cristallo indeformato, si forma necessariamente un allineamento supplementare di punti reticolari che termina all'interno del cristallo in un punto dove il reticolo cristallino è necessariamente imperfetto. In tre dimensioni l'allineamento di punti reticolari supplementari è un piano reticolare supplementare (*extra half plane*) e la sua terminazione nel cristallo è un allineamento di di-

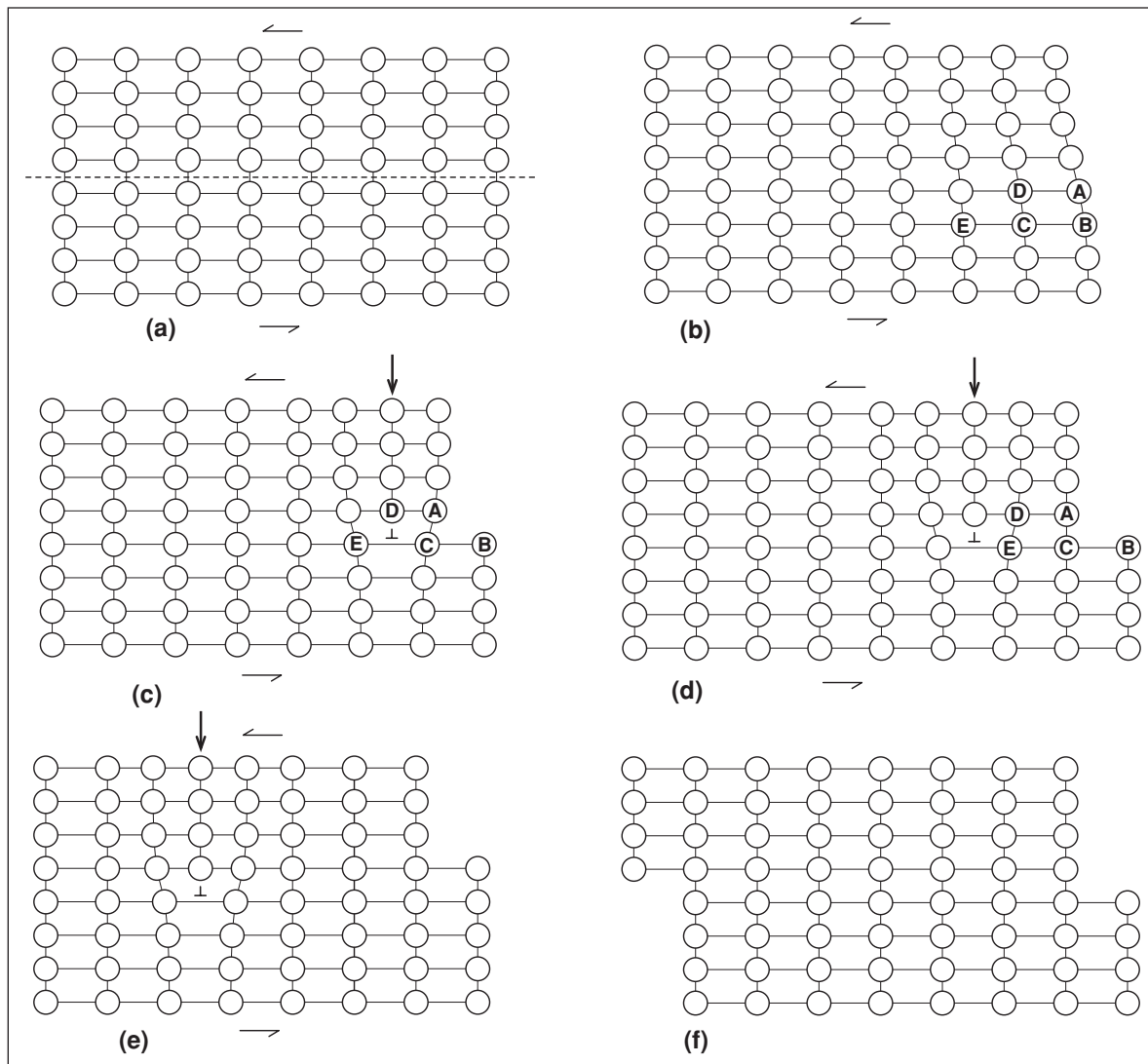


Figura 1-8 Movimento di dislocazioni in un cristallo, la freccia indica l'*extra half plane*.

fetti, detto linea di dislocazione o **dislocazione**. In due dimensioni una linea di dislocazione è convenzionalmente rappresentata con il simbolo di una "T" rovesciata ($\perp$).

Al procedere della deformazione (Figura 1-8d, e) il solito meccanismo di rottura e formazione di nuovi legami porta alla formazione di un piano reticolare supplementare verso sinistra. È importante notare che tutto il cristallo, eccetto lungo la linea di dislocazione, ha una struttura cristallografica perfetta durante tutti gli stadi della deformazione. Una dislocazione è quindi una linea che separa la parte del cristallo che ha subito scorrimento (in Figura 1-8e la parte a destra della dislocazione) dalla parte ancora indeformata (in Figura 1-8e la parte a sinistra della dislocazione), entrambe con l'orientazione cristallografica originaria.

Quando la dislocazione e perciò anche il piano reticolare supplementare raggiungono la fine del cristallo, si avrà un cristallo privo di difetti che ha cambiato la sua forma esterna, senza però modificare la struttura cristallografica (Figura 1-8f). Il cristallo sarà quindi deformato, mostrerà cioè un certo strain. Una dislocazione può quindi essere definita come *un difetto lineare legato alla terminazione di un piano reticolare supplementare all'interno del reticolo cristallino*, oppure come *una linea che sul piano reticolare di scorrimento separa la parte del cristallo che ha subito scorrimento dalla parte del cristallo ancora indeformata*. Il movimento di dislocazioni lungo piani reticolari è il principale meccanismo di deformazione in cristalli e sarà quindi discusso in dettaglio in seguito.

1.2.1 Tipi di dislocazioni

Nei cristalli si distinguono due tipi di dislocazioni: le **dislocazioni a spigolo** (*edge dislocation*) e le **dislocazioni a vite** (*screw dislocation*). La differenza consiste nell'orientazione della linea di dislocazione rispetto alla direzione di spostamento del reticolo cristallino. In Figura 1-9a è rappresentata una dislocazione a spigolo, la direzione di spostamento del reticolo cristallino è ortogonale alla linea di dislocazione ed è parallela alla direzione di movimento della dislocazione. In Figura 1-9b è raffigurata invece una dislocazione a vite. In questo caso la direzione di spostamento del reticolo cristallino è parallela alla linea di dislocazione ed è ortogonale alla direzione di movimento della dislocazione.

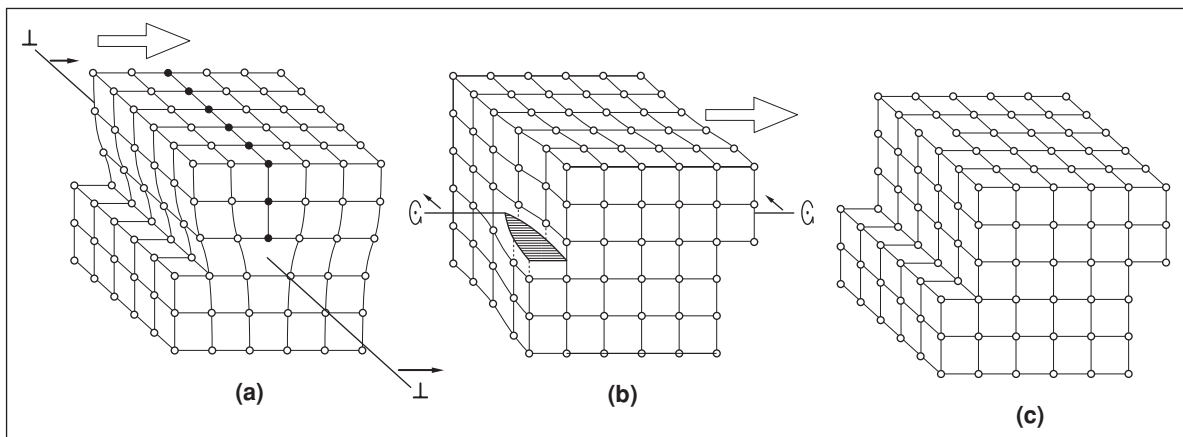


Figura 1-9 Tipi di dislocazioni. (a) Dislocazioni a spigolo. (b) Dislocazioni a vite. (c) Forma finale del cristallo quando le dislocazioni lo hanno attraversato completamente. La freccia bianca indica la direzione di spostamento del reticolo cristallino.

Le variazioni della struttura del reticolo cristallino introdotte da una dislocazione a spigolo possono essere rappresentate dall'inserimento di un piano reticolare supplementare, come già visto in Figura 1-8. Nel caso di una dislocazione a vite ortogonalmente alla linea di dislocazione non vi sono piani reticolari paralleli tra loro, ma esiste una disposizione a spirale di tali piani, simile alla struttura di una scala a chiocciola (Figura 1-10).

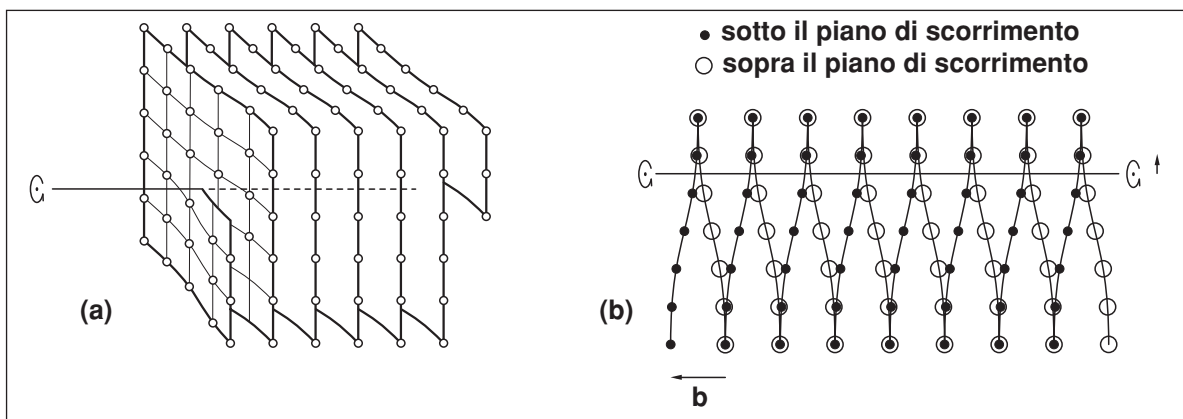


Figura 1-10 (a) Disposizione dei piani reticolari nel caso di una dislocazione a vite. (b) Vista dall'alto di un piano di scorrimento contenente una dislocazione a vite.

Il movimento di dislocazioni porta allo spostamento di una parte del cristallo rispetto all'altra su un piano reticolare. La direzione ed entità della traslazione del reticolo cristallino a seguito

del movimento di una dislocazione sono convenzionalmente indicate dal **vettore di Burger**. Il vettore di Burger può essere ortogonale o parallelo rispetto alla linea di dislocazione. Nel primo caso siamo in presenza di una dislocazione a spigolo, nel secondo di una dislocazione a vite. Il vettore di Burger per una qualsiasi dislocazione può essere definito contando lo stesso numero di unità cristallografiche lungo un percorso chiuso attorno alla dislocazione (Figura 1-11).

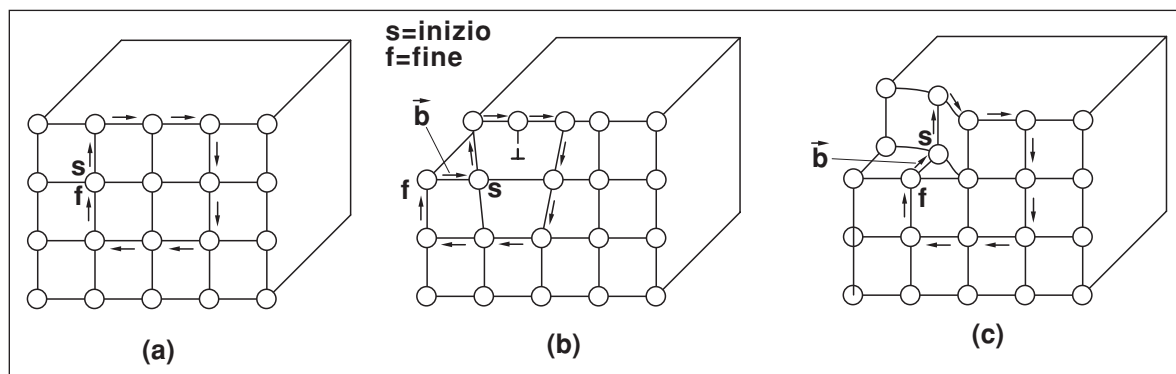


Figura 1-11 Determinazione del vettore di Burger. (a) In un cristallo privo di dislocazioni contando lo stesso numero di dislocazioni in tutte le direzioni partendo dal punto reticolare "s" si ritorna alla fine allo stesso punto reticolare ("f"). (b) In un cristallo con una dislocazione a spigolo il punto di partenza e di arrivo non coincidono. (c) Caso di una dislocazione a vite.

Nell'esempio di Figura 1-11 si conta un'unità verso l'alto, due unità verso destra, due verso il basso, due verso sinistra ed infine una verso l'alto. Quando è presente una dislocazione, il punto di partenza e di arrivo non coincidono, il vettore che unisce questi due punti è il vettore di Burger. Il vettore di Burger varia nei minerali a seconda del piano reticolare su cui si ha scorrimento e ha dimensioni uguali alla distanza reticolare minima secondo cui si hanno ripetizioni nel reticolo cristallino. La sua lunghezza non cambia lungo la dislocazione. Il piano reticolare che contiene una dislocazione e il suo vettore di Burger è detto **piano di scorrimento** (*slip plane*, *glide plane*), un piano di scorrimento e il relativo vettore di Burger definiscono un **sistema di scorrimento** (*slip system*, *glide system*).

Essendo le dislocazioni linee che separano la parte del cristallo che ha subito scorrimento dalla parte indeformata, esse non possono semplicemente terminare all'interno di un cristallo. Le dislocazioni devono:

- attraversare tutto il cristallo, con un andamento rettilineo;
- attraversare tutto il cristallo con un andamento curvo;
- non uscire dal cristallo, formando delle linee curve chiuse all'interno del cristallo.

Nel caso di dislocazioni rettilinee si ha la situazione rappresentata in Figura 1-9. La linea di dislocazione entra in una faccia del cristallo e riemerge dalla parte opposta, conservando sempre il solito carattere di dislocazione a spigolo, oppure a vite, per tutta la sua lunghezza. Le linee di dislocazione possono però avere anche un andamento curvo ed in questo caso non riemergono nella faccia opposta del cristallo, ma in una adiacente (Figura 1-12). Quando si ha una situazione di questo tipo il carattere della dislocazione cambia. Si ha cioè che la linea di dislocazione che entra in una faccia del cristallo è, per esempio, una dislocazione a spigolo, mentre quando esce è una dislocazione a vite. Vediamo cosa succede in questo caso all'interno del cristallo con l'aiuto della Figura 1-12b, rappresentante una sezione orizzontale del cristallo di Figura 1-12a, in corrispondenza del piano di scorrimento. In tale figura è riportata la più semplice geometria possibile, quella cioè con una dislocazione a spigolo che forma un angolo retto con una dislocazione a vite. In questo modo la dislocazione può uscire dal cristallo individuando una porzione di reticolo cristallino che ha subito scorrimento rispetto al resto del cristallo. E' possibile anche che la

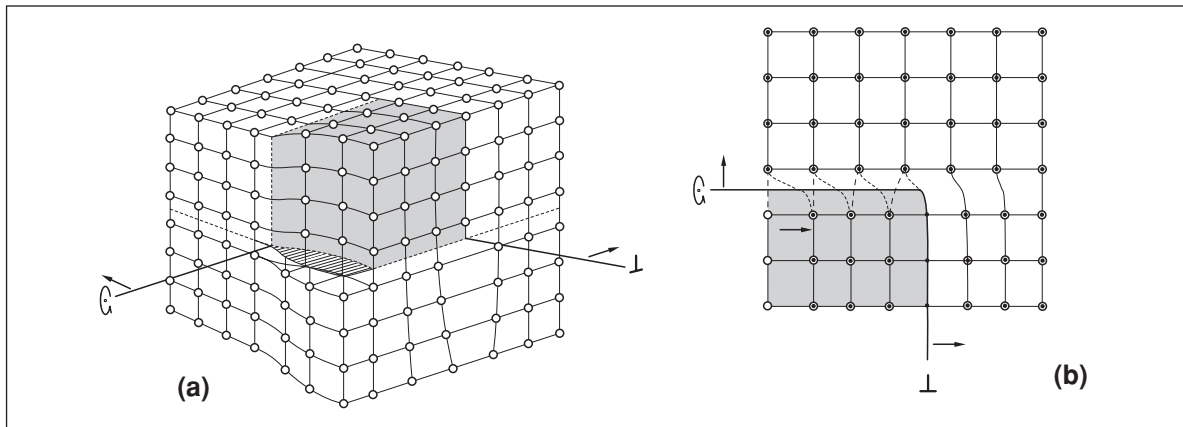


Figura 1-12 (a) Cristallo in cui una parte, in grigio, ha subito scorrimento a seguito della presenza di una dislocazione a vite e una dislocazione a spigolo. A tratteggio è indicato il piano di scorrimento delle dislocazioni. (b) Piano di scorrimento del cristallo in (a). Con i punti bianchi sono indicati i punti reticolari al di sotto del piano, i punti neri rappresentano i punti reticolari al di sopra del piano.

dislocazione a spigolo e la dislocazione a vite non formino un solo angolo retto all'interno del cristallo, ma che questo accada in più punti. Si forma quindi una geometria più complicata, con una linea di dislocazione che ha l'andamento di una linea spezzata (Figura 1-13a), i vari segmenti della linea sono o delle dislocazioni a spigolo, oppure delle dislocazioni a vite. Se i segmenti sono di dimensioni piccole, si possono avere porzioni in cui l'involuppo della linea di dislocazione forma un angolo diverso da 0° o 90° rispetto alla direzione di scorrimento del reticolo cristallino. In questo caso si parla di dislocazione mista.

Quando una dislocazione è una linea chiusa che non esce dal cristallo deve necessariamente essere in alcuni punti una dislocazione a spigolo, in alcuni punti una dislocazione a vite ed in alcuni tratti una dislocazione mista (Figura 1-13b). Solo la parte centrale del cristallo al di sopra del piano di scorrimento e all'interno della linea di dislocazione subisce uno scorrimento (Figura 1-14).

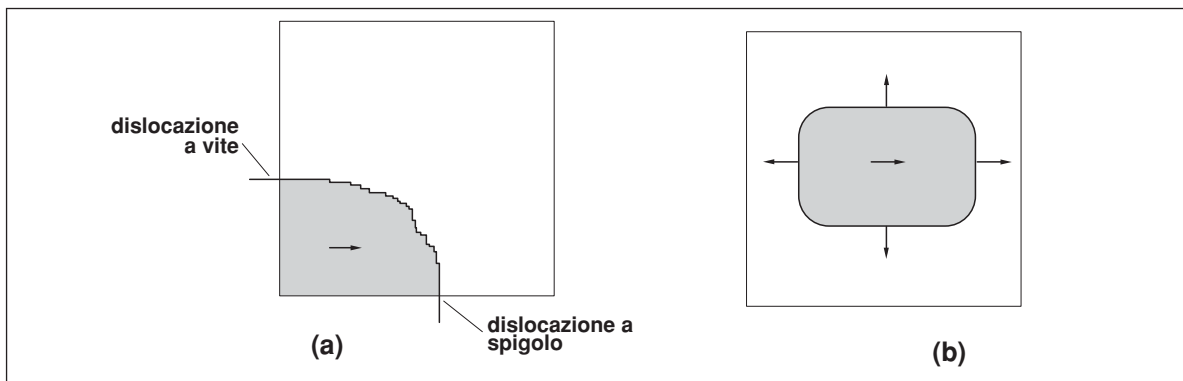


Figura 1-13 (a) Rappresentazione schematica di un piano di scorrimento mostrandone l'interferenza tra dislocazioni a spigolo e dislocazioni a vite. (b) Piano di scorrimento con una linea di dislocazione chiusa.

1.2.2 Attivazione di sistemi di scorrimento

In un cristallo possono attivarsi numerosi sistemi di scorrimento. In Figura 1-15a è riportato un cristallo ideale in cui le costanti reticolari sono $c > b > a$. Movimento di dislocazioni si può avere, per esempio, su un piano reticolare parallelo alle direzioni X e Z (Figura 1-15b) e sia nella direzione X (dislocazione A) che nella direzione Z (dislocazione B). In Figura 1-15c è rappresenta-

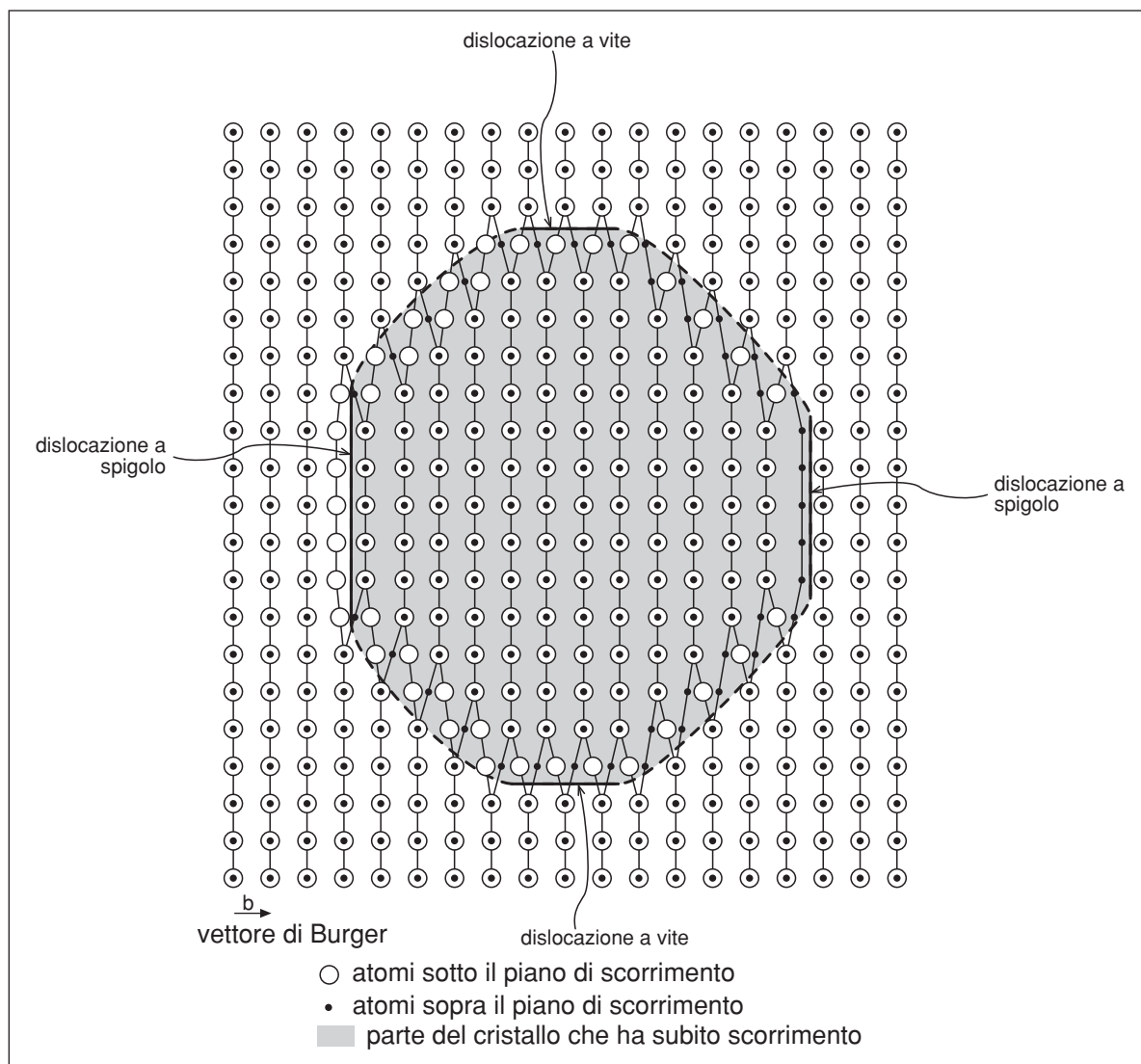


Figura 1-14 Reticolo cristallino in corrispondenza di una linea di dislocazione chiusa.

to il solito cristallo in cui il piano di scorrimento della dislocazione è YZ e la dislocazione si muove nella direzione Y . I piani di scorrimento di Figura 1-15b e Figura 1-15c sono piani paralleli a due delle direzioni X , Y o Z e ortogonali all'altra e sono piani ad alta densità atomica. Scorrimento si può anche avere su piani in cui questa condizione di parallelismo e ortogonalità non è verificata. In Figura 1-15d scorrimento si ha su un piano parallelo a X , ma obliquo rispetto a Y e Z . Allo stesso modo in Figura 1-15e il piano è obliquo rispetto a X e Y , in Figura 1-15f è obliquo rispetto a tutte e tre le direzioni X , Y , Z . Dalla Figura 1-15 è evidente come piani di scorrimento obliqui rispetto a due o a tre direzioni reticolari principali siano piani a più bassa densità atomica.

Applicando uno stress ad un cristallo si avrà scorrimento sul piano reticolare (hkl) nella direzione $[ukw]$ su cui è minima l'energia necessaria per lo scorrimento (*Peierls stress*). Questa sarà minore e lo scorrimento avverrà preferenzialmente:

- sui piani reticolari su cui si ha il massimo impacchettamento di atomi;
- nella direzione in cui la distanza tra gli atomi è minima (piccolo vettore di Burger);
- nella direzione in cui non vengono a contatto ioni della stessa carica;
- nella direzione in cui si hanno legami che possono essere rotti con il minimo impiego di energia (es. legami covalenti).

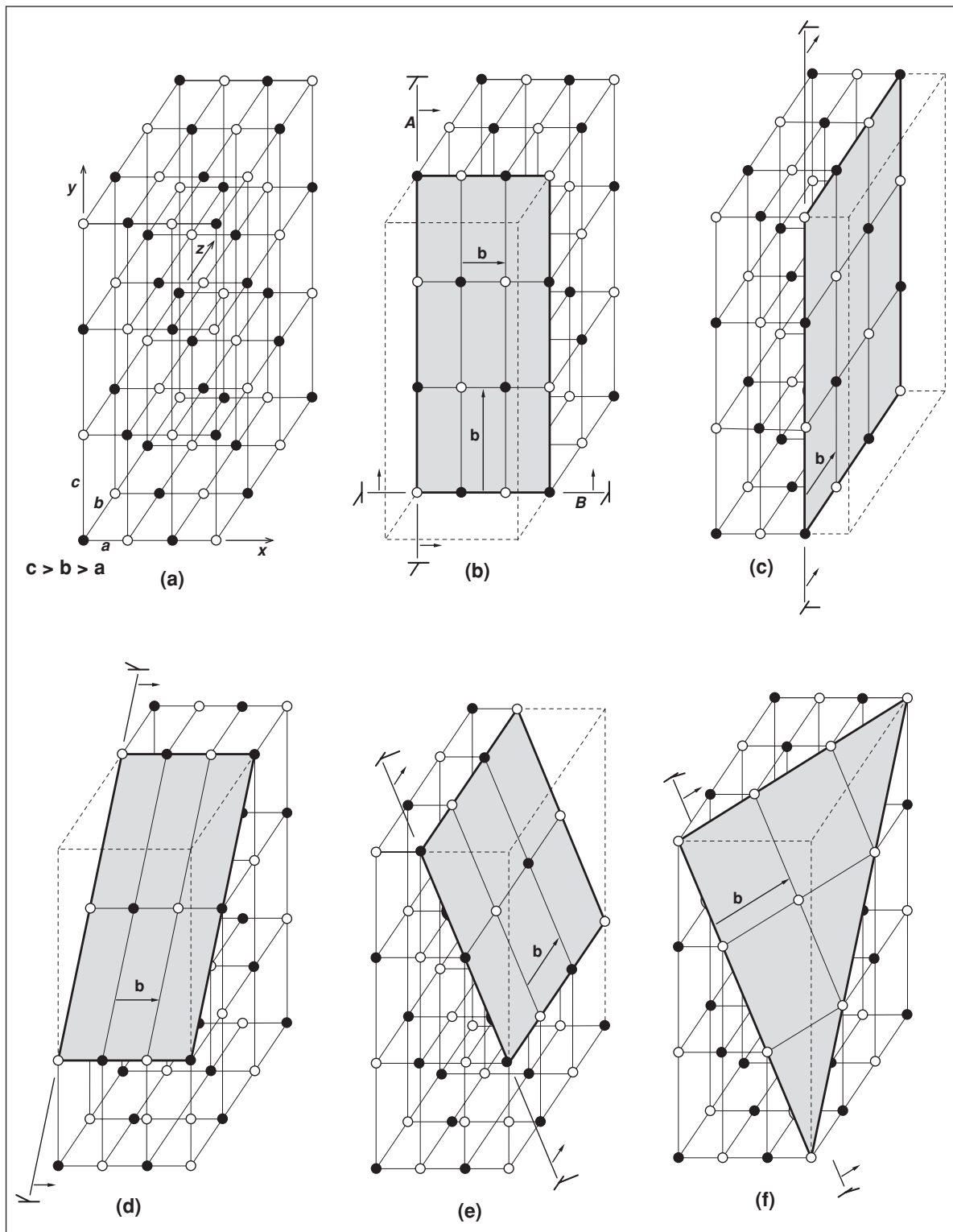


Figura 1-15 Possibili sistemi di scorrimento in un cristallo. Il piano reticolare su cui si ha scorrimento è rappresentato in grigio. b è il vettore di Burger.

Per avere scorrimento su un certo piano reticolare (hkl) nella direzione $[ukw]$ bisogna considerare quindi:

- la facilità con cui si ha scorrimento su quel piano (*Peierls stress*);
- l'orientazione del sistema di scorrimento rispetto allo stress applicato (*Schmid factor*).

Consideriamo un piano reticolare all'interno di un cristallo (Figura 1-16) la cui normale forma un angolo ψ con la forza applicata F . σ_n è lo stress che agisce sulla faccia del cristallo di area A_0 , σ_G è la componente dello stress sul piano di scorrimento. λ è l'angolo tra la direzione di scorrimento e la forza applicata. τ_r è la componente dello stress sul piano di scorrimento nella direzione di scorrimento, necessaria per avere scorrimento ed è detta **Critical Resolved Shear Stress**, CRSS). Il **Critical Resolved Shear Stress** è costante per ogni sistema di scorrimento, fissata la temperatura e la velocità di deformazione.

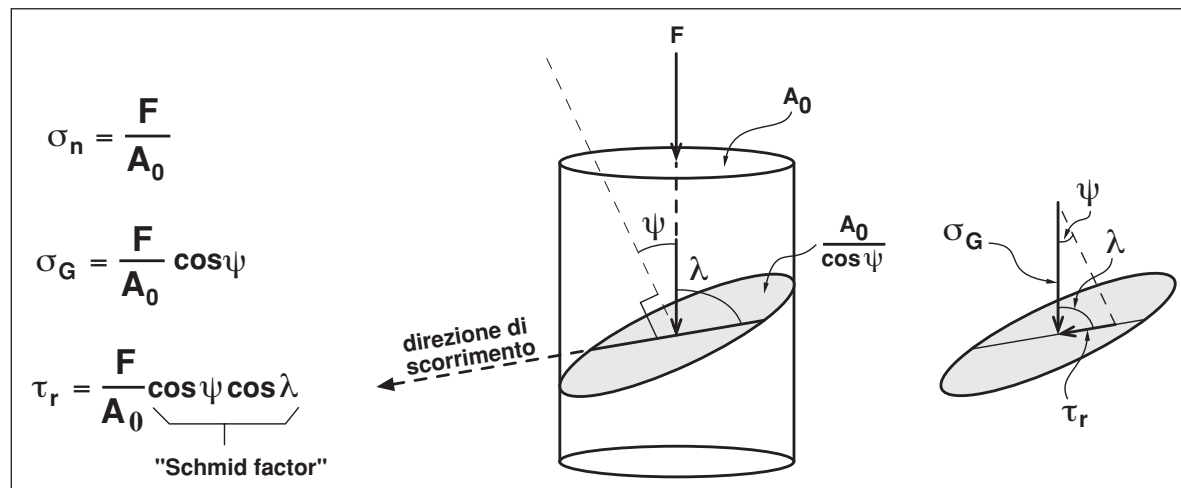


Figura 1-16 Calcolo dello stress necessario per avere scorrimento lungo un sistema di scorrimento. Il piano di scorrimento è rappresentato in grigio.

Deformando una roccia policristallina monomineralica è possibile sapere perciò quali sistemi di scivolamento si attivano nei diversi grani, è molto probabile infatti che vi sia scorrimento in cristalli diversi su differenti piani di scorrimento in differenti direzioni cristallografiche. I cristalli favorevolmente orientati su cui per alcuni sistemi di scorrimento si raggiunge subito il CRSS saranno quelli che si deformano più facilmente e già negli stadi iniziali della deformazione.

Nella Tabella 1-1 sono riportati i principali sistemi di scorrimento per i minerali più comuni. Un sistema di scorrimento è solitamente riportato con la notazione $(hkl)[uvw]$ oppure $\{hkl\}\langle uvw \rangle$. Si tenga presente che:

- (hkl) indica piani cristallografici unici nel cristallo;
- $[uvw]$ indica direzioni cristallografiche uniche nel cristallo;
- $\{hkl\}$ indica famiglie di piani tra loro equivalenti per le operazioni di simmetria proprie del cristallo;
- $\langle uvw \rangle$ indica direzioni cristallografiche tra loro equivalenti per le operazioni di simmetria proprie del cristallo.

1.2.3 Movimento di dislocazioni

Abbiamo visto finora come le dislocazioni possono muoversi all'interno di un cristallo. Nel caso di una dislocazione a spigolo la direzione di movimento della linea di dislocazione è parallela alla direzione di scorrimento del reticolo cristallino, nel caso di una dislocazione a vite la linea di dislocazione si muove ortogonalmente alla direzione di scorrimento del reticolo cristallino. E' importante notare a questo punto che in entrambi i casi quando la linea di dislocazione ha attraversato completamente il cristallo il risultato finale è identico (Figura 1-9c): si ha un cristal-

Tabella 1-1 Principali sistemi di scorrimento nei minerali più comuni. Notazione di Miller-Bravais, per la calcite riferimento alla cella esagonale morfologica. Con la notazione $\langle r : f \rangle$ si indica una direzione cristallografica individuata dall'intersezione di due piani (piano r e piano f).

Minerale	Piano di scorrimento	Direzione di scorrimento
Quarzo	$(0001)(c)$ <i>basale</i>	$\langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle \langle a \rangle$
	$\{10\bar{1}0\}\{m\}$ <i>prismi</i>	$\langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle \langle a \rangle, \langle \bar{1}2\bar{1}3 \rangle \langle c + a \rangle$
	$\{10\bar{1}1\}\{r\}$ <i>rombi positivi</i>	$\langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle \langle a \rangle, \langle \bar{1}\bar{1}23 \rangle \langle c + a \rangle$
	$\{01\bar{1}1\}\{z\}$ <i>rombi negativi</i>	$\langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle \langle a \rangle, \langle \bar{1}\bar{1}23 \rangle \langle c + a \rangle$
Calcite	$\{\bar{1}012\}\{e_1\}$ <i>geminazione</i>	$\langle 10\bar{1}1 \rangle \langle e_1 : a_2 \rangle$
	$\{10\bar{1}1\}\{r_1\}$	$\langle \bar{1}012 \rangle \langle r_1 : f_2 \rangle$
	$\{\bar{2}021\}\{f_1\}$	$\langle 1\bar{1}02 \rangle \langle r_2 : f_3 \rangle$
Mica	(001)	$\langle 110 \rangle, [100]$
Alite	$\{110\}$	$\langle 1\bar{1}0 \rangle$
	(001)	$\langle 1\bar{1}0 \rangle$
Olivina	(100)	$[001]$
	$\{110\}$	$[001]$
	(010)	$[100]$

lo che ha cambiato la sua forma esterna, senza che il reticolo cristallino risulti distorto. E' questo meccanismo che produce deformazione permanente in cristalli reali.

La situazione è la stessa nel caso di un cristallo con una linea di dislocazione chiusa (Figura 1-17 e Figura 1-18). Il cristallo si deformerà inizialmente nella parte centrale, all'interno della linea di dislocazione. Poiché la linea di dislocazione ha tratti in cui è una dislocazione a spigolo, tratti in cui è una dislocazione a vite e tratti in cui è una dislocazione mista, le varie porzioni della linea di dislocazione si spostano in direzioni diverse. La lunghezza della linea di dislocazione aumenta e allo stesso tempo aumenta anche il volume di reticolo cristallino al di sopra del piano di scorrimento che ha subito scivolamento (Figura 1-18). E' solamente quando una qualsiasi porzione della dislocazione esce dal cristallo che si osserva una prima variazione della sua forma esterna (Figura 1-18c). Quando tutta la linea di dislocazione è uscita dal cristallo questo avrà cambiato la sua forma (Figura 1-18d).

Naturalmente maggiore è il numero delle dislocazioni che escono da un cristallo e tanto maggiore sarà la variazione della forma esterna del cristallo indotta da questo processo deformativo.

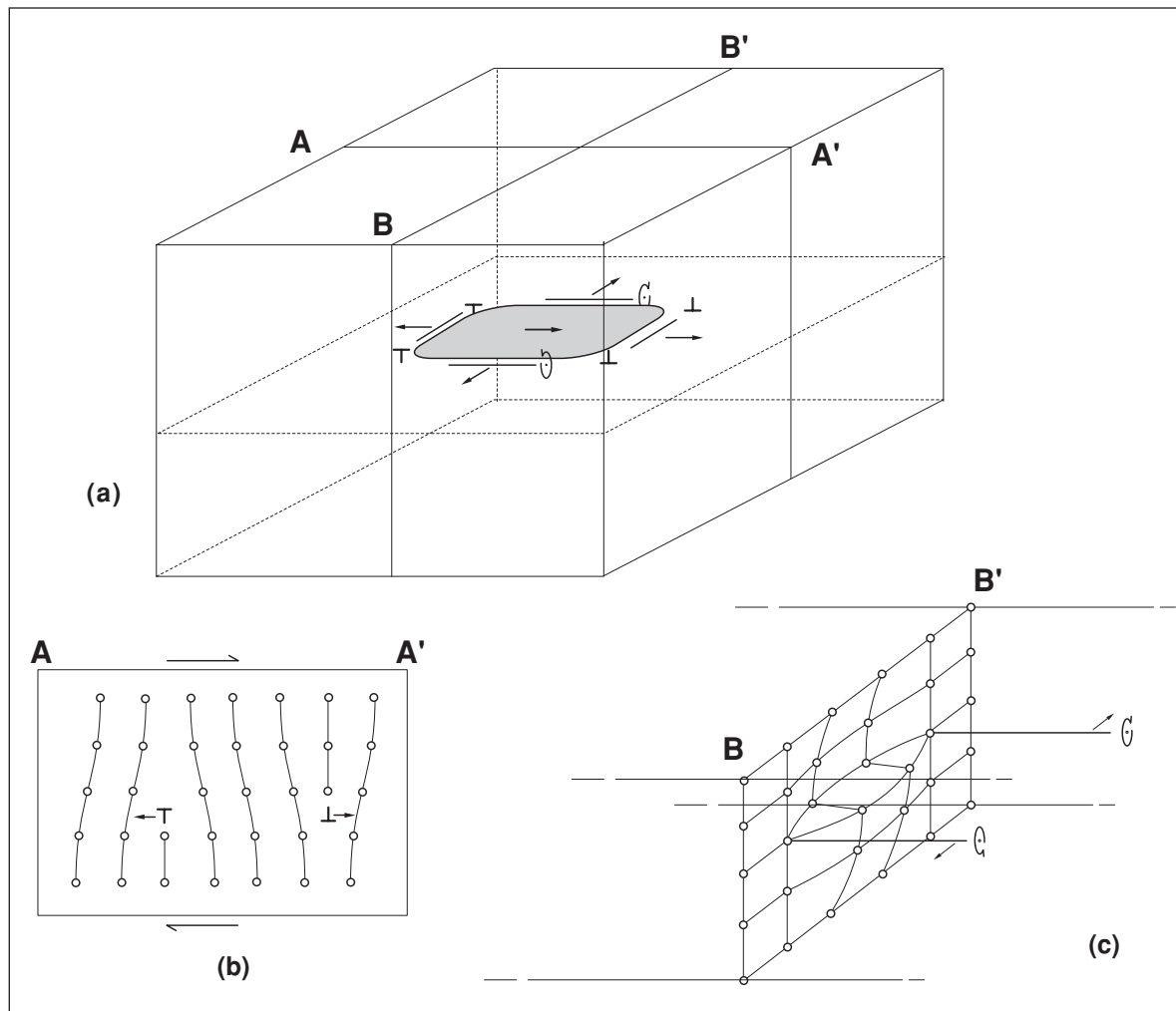


Figura 1-17 (a) Linea di dislocazione chiusa all'interno di un cristallo. (b) Sezione AA' del cristallo in (a) con riportate le due dislocazioni a spigolo che si allontanano. (c) Sezione BB' del cristallo in (a) con riportate le due dislocazioni a vite che si allontanano.

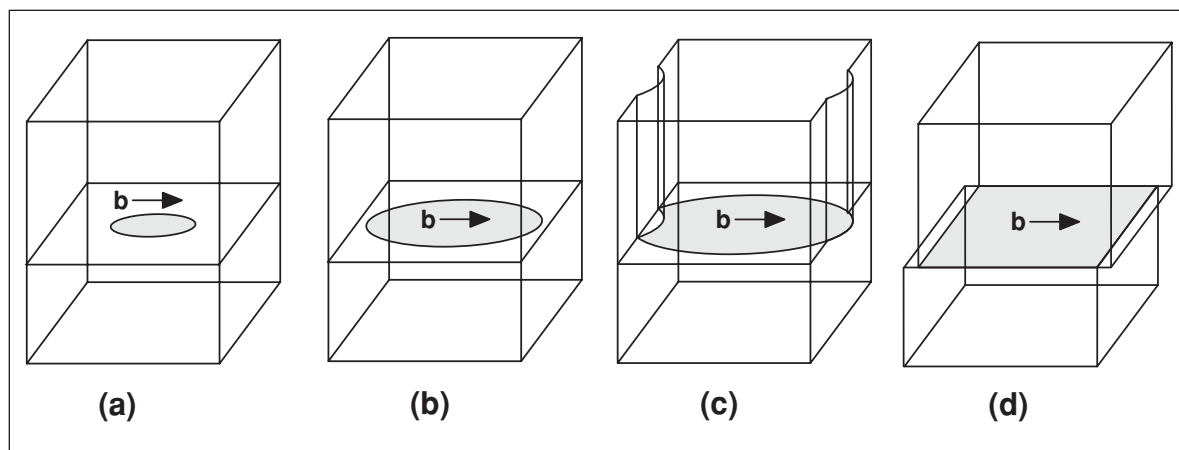


Figura 1-18 Una linea di dislocazione chiusa aumenta di lunghezza con il procedere della deformazione. Dove la dislocazione esce dal cristallo si può osservare come la parte del cristallo al di sopra del piano di scorrimento abbia subito scorrimento. In grigio è rappresentata, sul piano di scorrimento, la parte del cristallo che ha subito scorrimento.

1.2.4 Interazioni tra dislocazioni

In un cristallo si possono avere dislocazioni di segno opposto. Convenzionalmente nel caso di dislocazioni a spigolo si definiscono positive le dislocazioni che hanno il piano reticolare supplementare verso l'alto ($\perp$), mentre sono di segno negative quelle in cui il piano reticolare supplementare è posto al di sotto della linea di dislocazione (T). Nel caso di dislocazioni a vite si possono avere dislocazioni con senso di rotazione destrale o sinistrale (Figura 1-17c). In un cristallo ideale dislocazioni di segno opposto (positive e negative, destrali e sinistrali) si muovono in direzioni opposte (Figura 1-17a).

Nei cristalli reali la situazione è più complessa. Se si applica uno stress per un certo intervallo di tempo, si formano continuamente dislocazioni e si possono avere più dislocazioni che si muovono contemporaneamente sullo stesso piano reticolare. Quando due dislocazioni dello stesso tipo ma di segno opposto si incontrano sul solito piano reticolare si ha la loro eliminazione reciproca, producendo un cristallo indeformato con una variazione della sua forma esterna. Questo vale sia per due dislocazioni a spigolo (Figura 1-19) che per due dislocazioni a vite (Figura 1-20). Se si incontrano due dislocazioni del solito segno diventa invece molto più diffici-

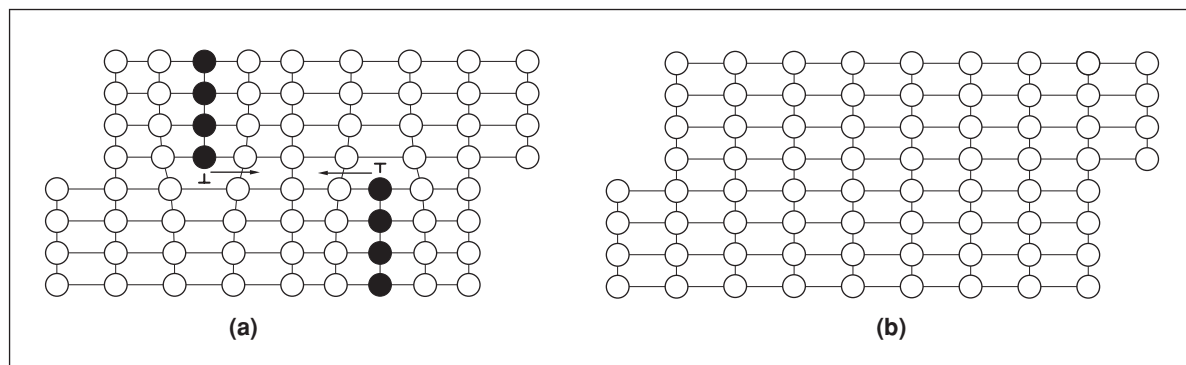


Figura 1-19 (a) Reciproco annullamento di due dislocazioni a spigolo di segno opposto che si muovono sul medesimo piano reticolare, producendo un reticolo cristallino senza difetti (b).

le il loro successivo movimento (Figura 1-21) e se lo stress applicato non è sufficientemente alto il movimento delle dislocazioni si blocca.

Se dislocazioni di segno opposto spostandosi su piani reticolari differenti interagiscono il loro movimento successivo risulta molto difficile. Questo perché in prossimità delle linee di dislocazione il reticolo cristallino è molto distorto, con siti reticolari non occupati da atomi e legami estremamente allungati (Figura 1-22). E' quindi fortemente impedita la rottura e successiva formazione di nuovi legami sul piano di scorrimento, condizione necessaria per il movimento di dislocazioni. La distorsione del reticolo cristallino aumenta se la deformazione procede (Figura 1-22e, f).

Sulla base di quanto visto finora è quindi possibile affermare che solo interazioni tra dislocazioni di segno opposto che si muovono nel solito piano reticolare portano ad un cristallo privo di difetti che ha variato la sua forma esterna. In tutti gli altri casi si producono reticoli fortemente deformati e ricchi di difetti in cui il successivo movimento di dislocazioni è molto difficile. Continuando ad applicare uno stress ad un cristallo si formano quindi sempre nuove dislocazioni che se non si annullano tra loro e non possono attraversare completamente il cristallo, portano ad un reticolo cristallino sempre più distorto senza che il cristallo cambi la sua forma esterna, cioè senza evidenze macroscopiche di deformazione. In queste condizioni risulta sempre più difficile deformare un cristallo (*work hardening*).

La presenza di una dislocazione isolata in un cristallo crea una distorsione nel reticolo cristallino ad essa immediatamente circostante (Figura 1-23a). Al di sopra della dislocazione i legami ri-

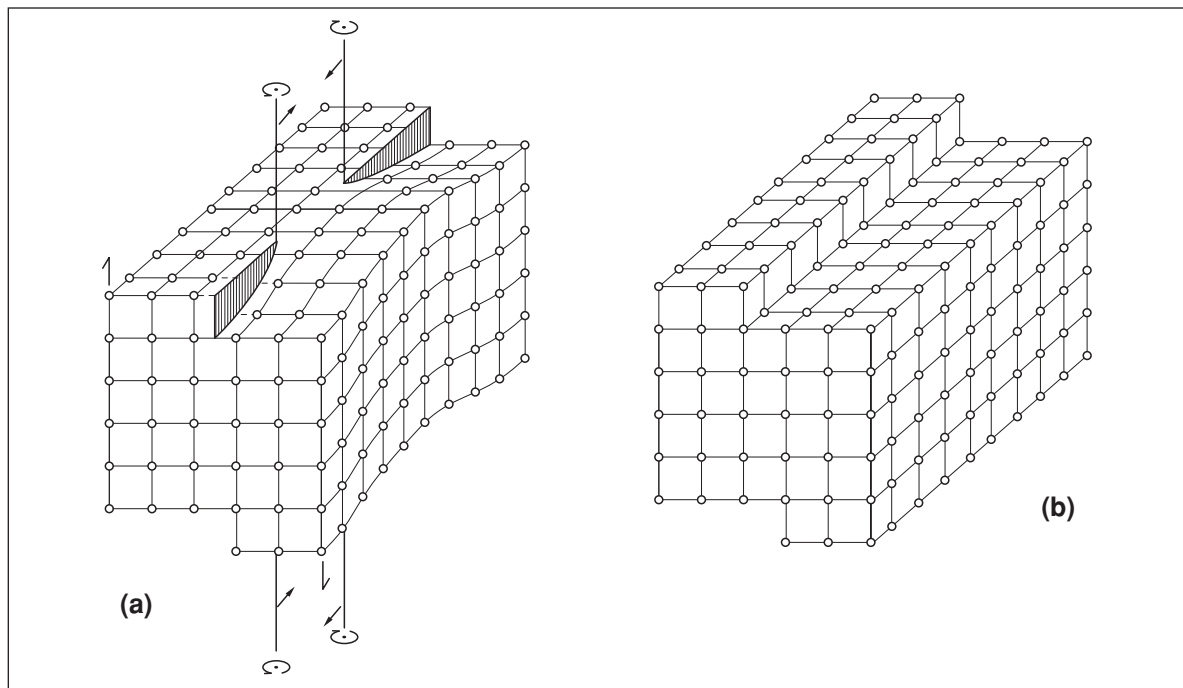


Figura 1-20 Reciproco annullamento di due dislocazioni a vite di segno opposto che si muovono sul medesimo piano reticolare (a), producendo un reticolo cristallino senza difetti (b).

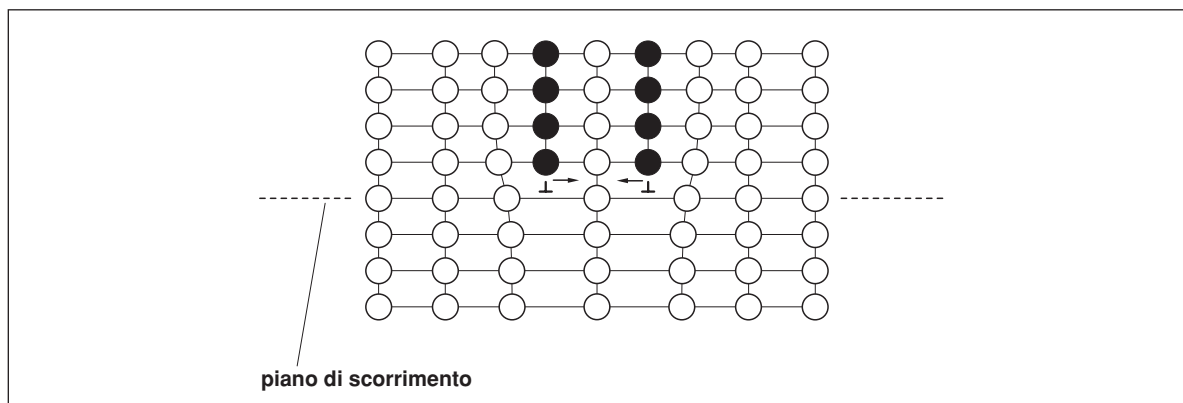


Figura 1-21 L'incontro di due dislocazioni di segno uguale sul solito piano reticolare di scorrimento impedisce il successivo movimento di entrambe.

sultano raccorciati, mentre al di sotto sono allungati rispetto alla loro lunghezza normale. In Figura 1-23b è rappresentata una situazione in cui tre dislocazioni muovendosi su piani reticolari paralleli interagiscono tra loro e reciprocamente si bloccano, impedendo ogni loro movimento successivo. Dalla figura si vede come le dislocazioni siano allineate verticalmente, l'una sotto l'altra, lungo la linea tratteggiata. Questa geometria, con le dislocazioni allineate verticalmente, è una situazione energeticamente favorevole se comparata con quella di Figura 1-23a perché i legami atomici al di sopra di una dislocazione dovrebbero essere raccorciati, ma sono invece nuovamente allungati in quanto si trovano al di sotto della dislocazione successiva.

Continuando ad applicare uno stress si formano sempre nuove dislocazioni che si muovono nel cristallo ed anch'esse vanno ad allinearsi, con il solito segno, lungo la linea tratteggiata di Figura 1-23b.

La formazione di un allineamento di dislocazioni del solito segno crea una situazione favorevole all'interno di un cristallo in quanto al procedere della deformazione e all'aumentare del nu-

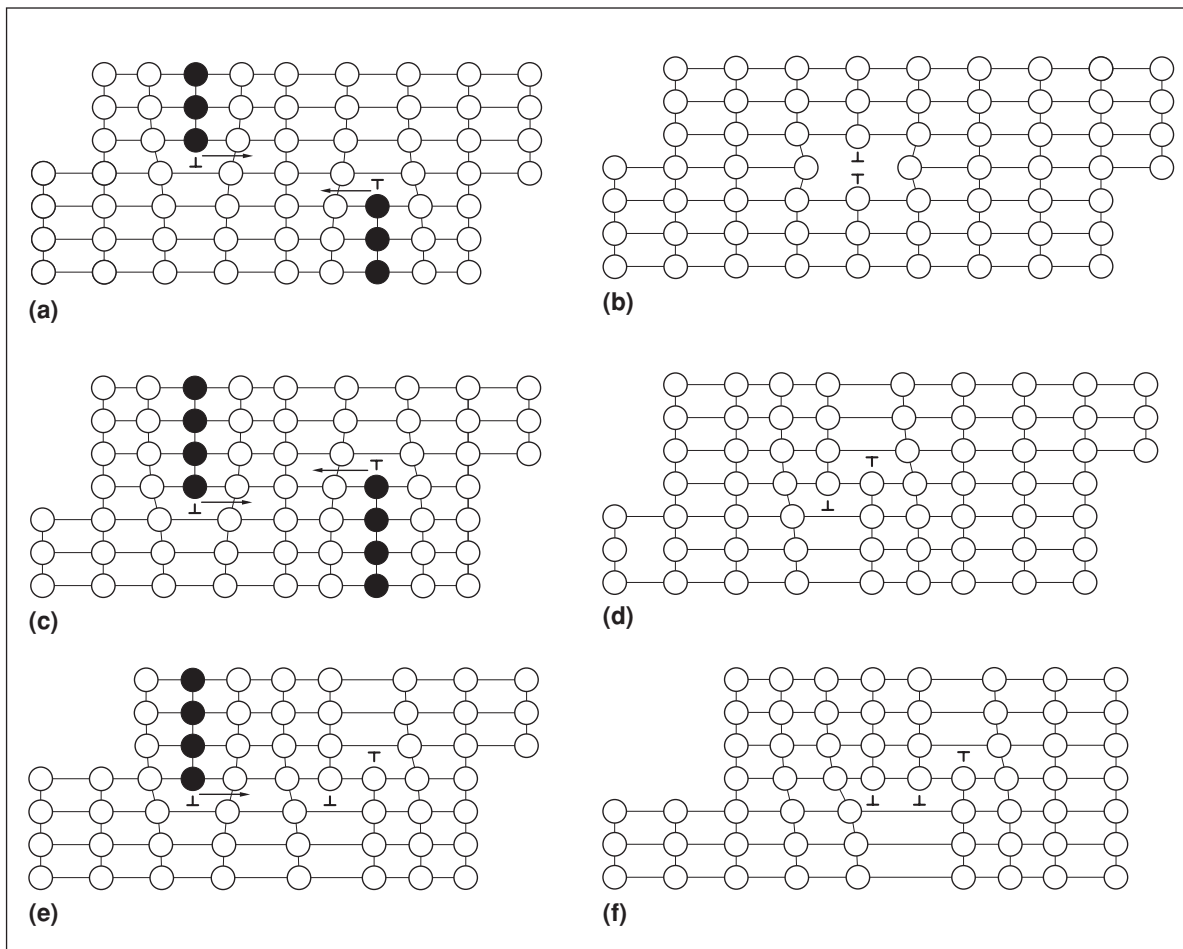


Figura 1-22 Movimento di dislocazioni di segno opposto su piani reticolari differenti. Se i piani supplementari (in nero) non vengono direttamente a contatto (a), si formeranno dei siti vacanti in prossimità delle due dislocazioni (b). Se i due piani supplementari si incontrano (c), le dislocazioni si bloccano e il reticolo risulterà molto distorto (d). Continuando ad applicare uno stress aumenta il numero di dislocazioni nel cristallo (e) ed aumenta la distorsione del reticolo cristallino (f), senza però che il cristallo esternamente mostri evidenze di deformazione (strain).

mero delle dislocazioni non si ha una notevole distorsione dell'intero reticolo cristallino, ma solo in corrispondenza dell'allineamento delle dislocazioni. Ne consegue quindi che il progressivo allineamento di numerose dislocazioni in un cristallo non porta a *work hardening*. Questo processo è molto importante ed è il principale responsabile della formazione di subgrani e nuovi grani in una roccia deformata (vedi Capitolo 1.3.1)

1.2.5 *Climb* di dislocazioni

Normalmente una dislocazione a spigolo si sposta sempre parallelamente a se stessa sul solito piano di scorrimento. In alcuni casi però una dislocazione può spostarsi ortogonalmente (*climb*) rispetto al piano di scorrimento mediante diffusione, cioè con inserimento o rimozione di un atomo alla terminazione del piano supplementare (*extra half-plane*). La dislocazione si sposta verso il basso se un atomo abbandona la sua posizione reticolare e occupa una posizione alla base del piano supplementare (Figura 1-24a, b). Si produce così un sito vacante che si diffonde nel cristallo. Al contrario la dislocazione si sposta verso l'alto se un sito reticolare vacante spostandosi nel cristallo raggiunge la terminazione del piano supplementare (Figura 1-24c, d). In

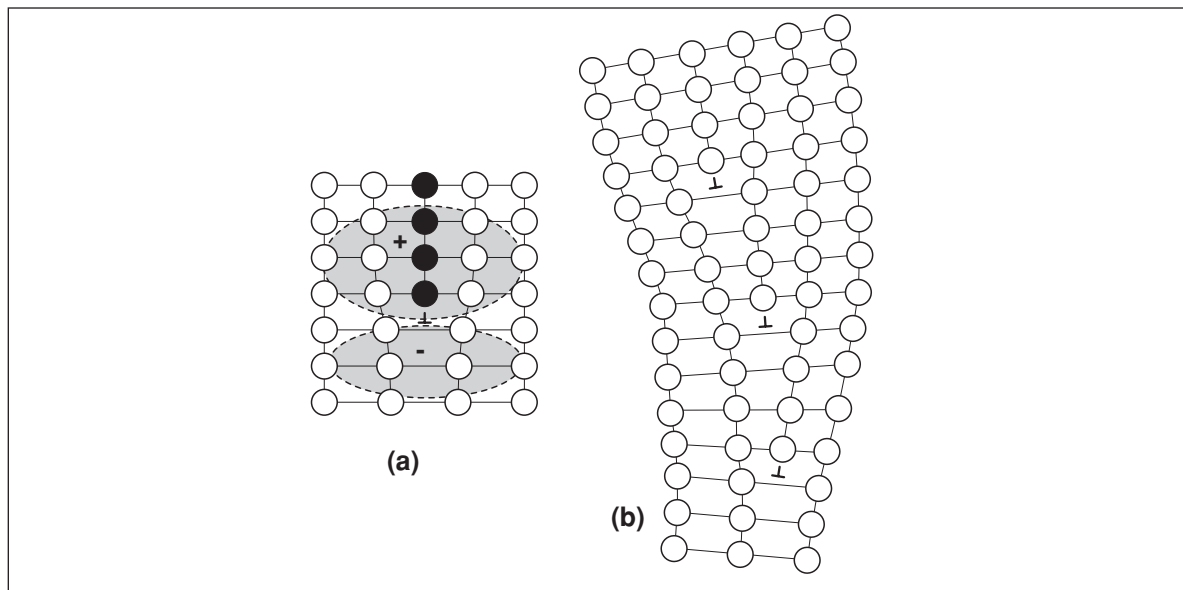


Figura 1-23 (a) Distorsione del reticolo cristallino introdotta da una dislocazione. Il segno “+” indica l’area in cui i legami sono riaccurciati rispetto alla loro lunghezza normale, con il segno “-” è indicata l’area in cui i legami sono stati allungati.

questo modo l’atomo alla fine del piano supplementare può occupare il sito reticolare vacante producendo una diminuzione della lunghezza del piano supplementare.

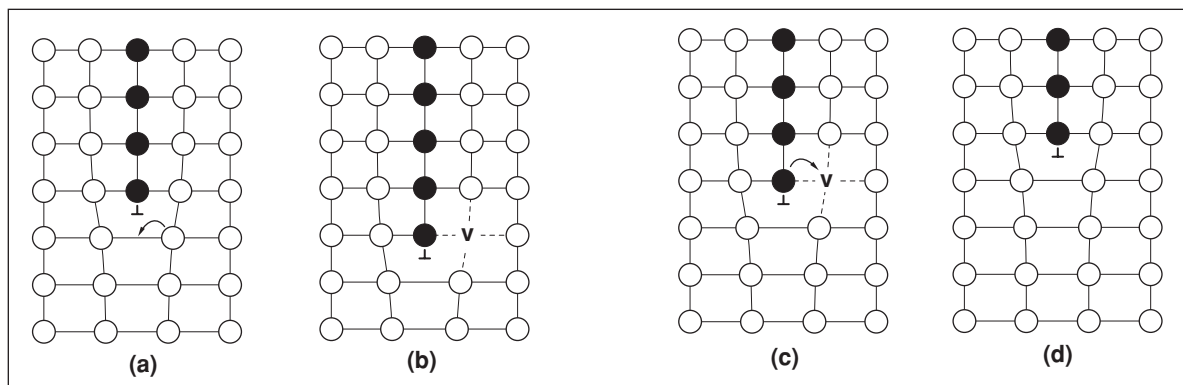


Figura 1-24 *Climb* di dislocazioni che producono uno spostamento del piano supplementare verso il basso (a, b), oppure verso l’alto (c, d).

Climb di dislocazioni a spigolo può portare all’eliminazione di difetti nel reticolo cristallino. Questo può accadere sia nel caso di due piani supplementari che aumentano di lunghezza e si incontrano (Figura 1-25a), che nel caso di un piano supplementare che viene progressivamente eliminato (Figura 1-25b).

Con il meccanismo di climb dislocazioni il cui movimento è difficoltoso, o che risultano bloccate su alcuni piani reticolari, possono passare su altri piani reticolari su cui il movimento è più facile. Esempio di questo sono le due dislocazioni di Figura 1-26a che risultano bloccate, dovendo muoversi la dislocazione di segno positivo verso destra e quella di segno negativo verso sinistra. Mediante climb le dislocazioni si spostano una verso l’alto (quella positiva), e una verso il basso (quella negativa), diminuendo la lunghezza dei loro piani supplementari. A questo punto (Figura 1-26b) si trovano su piani reticolari differenti e possono riprendere il loro movimento.

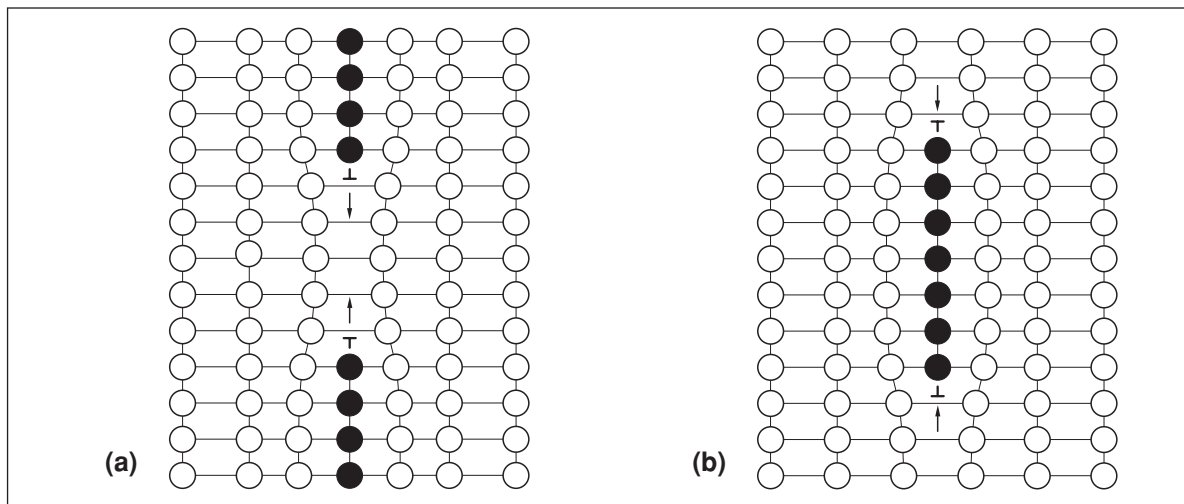


Figura 1-25 Reciproco annullamento di due dislocazioni di segno opposto che si muovono ortogonalmente rispetto al piano di scorrimento. (a) I piani supplementari aumentano di lunghezza, incontrandosi. (b) Il piano supplementare diminuisce di lunghezza a seguito dell'avvicinamento delle due dislocazioni di segno opposto.

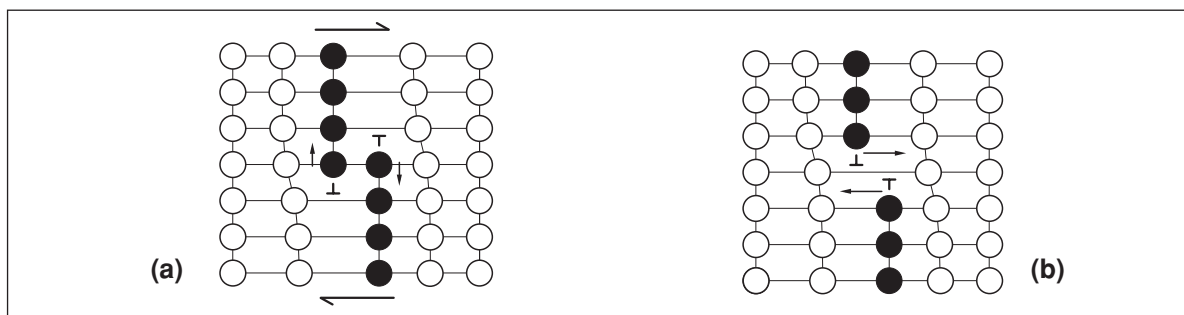


Figura 1-26 Due dislocazioni che si bloccano reciprocamente (a) possono nuovamente muoversi (b) se le dislocazioni possono spostarsi ortogonalmente rispetto al piano di scorrimento.

Spostamento di una dislocazione a spigolo ortogonalmente rispetto al piano di scorrimento mediante diffusione molto probabilmente non avviene contemporaneamente lungo tutta la linea dislocazione. Se questo è il caso la dislocazione non sarà più una linea retta, ma risulterà formata da vari segmenti rettilinei, ortogonali tra loro (Figura 1-27). Le parti della linea di dislocazione ortogonali al piano di scorrimento sono dette jog e il loro spostamento all'interno del cristallo è più difficoltoso.

Nel caso di dislocazioni a vite tutti questi problemi non esistono perché la linea di dislocazione e il relativo vettore di Burger sono paralleli. Non esiste quindi un unico piano su cui la dislocazione deve muoversi ed essa può liberamente spostarsi parallelamente a se stessa su qualsiasi piano reticolare che contiene il vettore di Burger (*cross slip*) (Figura 1-28a).

Se vi sono difetti o altre dislocazioni nel cristallo che impediscono il libero movimento di dislocazioni a vite è molto probabile che il passaggio su di un altro piano reticolare non avvenga lungo tutta la linea di dislocazione, ma solo per alcune parti di essa. Vi saranno cioè porzioni di una

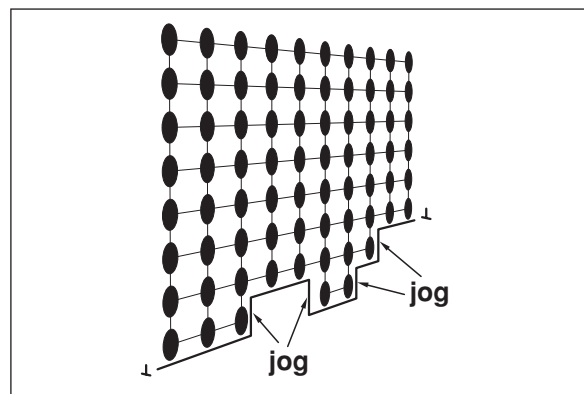


Figura 1-27 Piano reticolare supplementare con jog lungo la linea di dislocazione.

dislocazione a vite che passano su di un altro piano reticolare e porzioni che rimangono nel piano originario (Figura 1-28b). La dislocazione non sarà più rettilinea e segmenti di dislocazioni a vite su piani diversi saranno collegati tra loro da segmenti di dislocazioni a spigolo. Tutte queste dislocazioni avranno lo stesso vettore di Burger.

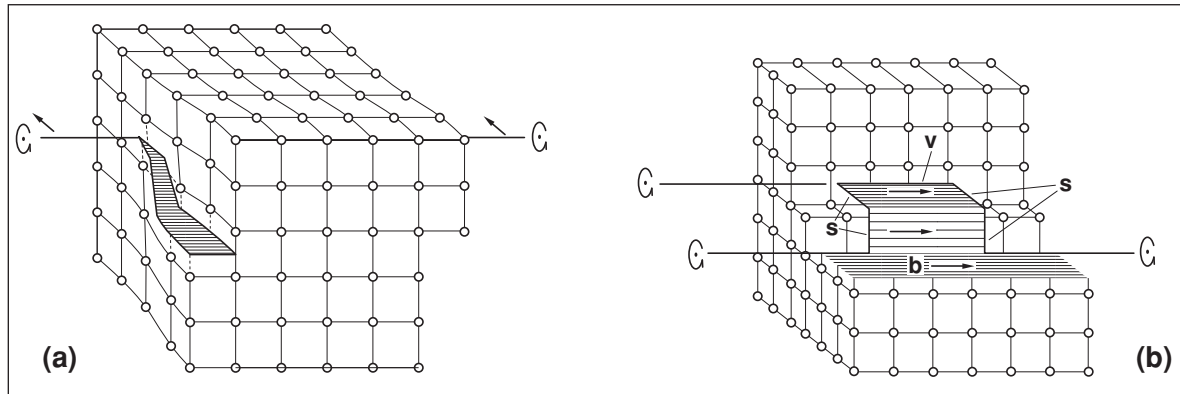


Figura 1-28 (a) *Cross slip* di una dislocazione a vite. Tutta la linea di dislocazione passa in un altro piano reticolare. (b) Porzione di un cristallo al di sotto del piano di scorrimento nel caso di *cross slip* di una dislocazione a vite. Se si ha *cross slip*, ma solo la parte centrale della dislocazione a vite passa su di un altro piano reticolare, porzioni di dislocazioni a vite (v) saranno collegati da dislocazioni a spigolo (s).

E' importante sottolineare ancora come climb di dislocazioni all'interno di un cristallo che si deforma permette:

- di eliminare piani supplementari e quindi di diminuire il numero di dislocazioni e di difetti nel cristallo;
- il passaggio di dislocazioni da piani reticolari in cui il movimento è impedito dalla presenza di altre dislocazioni a piani reticolari in cui il movimento è più facile. Climb ed eliminazione di dislocazioni sono quindi legate alla possibilità di avere diffusione nel cristallo, e di conseguenza sono facilitate ad alta temperatura.

L'andamento non rettilineo di dislocazioni può essere legato alla presenza di *jog* (Figura 1-29a) o di *kink* (Figura 1-29b). *Jog* e *kink* non sono necessariamente legati a fenomeni di diffusione, ma possono più comunemente formarsi a seguito di interferenze tra dislocazioni. Supponiamo di avere un cristallo con all'interno due linee di dislocazioni, tra loro ortogonali (Figura 1-30a). Se la dislocazione A si muove ed esce dal cristallo questo produrrà uno scorrimento verso destra della parte del cristallo al di sopra del piano di scorrimento e quindi una variazione dell'andamento della linea di dislocazione B con la formazione di un *jog* (Figura 1-30b). In modo analogo due dislocazioni ortogonali ma con *extra half-plane* paralleli (Figura 1-30c) intersecandosi formano un *kink* (Figura 1-30d) poiché anche in questo caso la parte del cristallo sopra il piano di scorrimento subisce uno scorrimento verso destra.

1.2.6 Movimento di dislocazioni e geminazione

Il processo di geminazione porta alla formazione all'interno di un cristallo di due porzioni con orientazione reciproca stabilita da precise leggi geometriche. Le leggi che regolano la geometria della geminazione sono diverse dalle operazioni di simmetria del cristallo semplice. Geminati si possono formare durante le fasi di crescita del cristallo oppure a seguito di un processo deformativo.

Durante una deformazione si ha la formazione di un geminato se gli atomi di una parte del cristallo subiscono uno scorrimento parallelamente al piano di geminazione (Figura 1-31b). Si crea

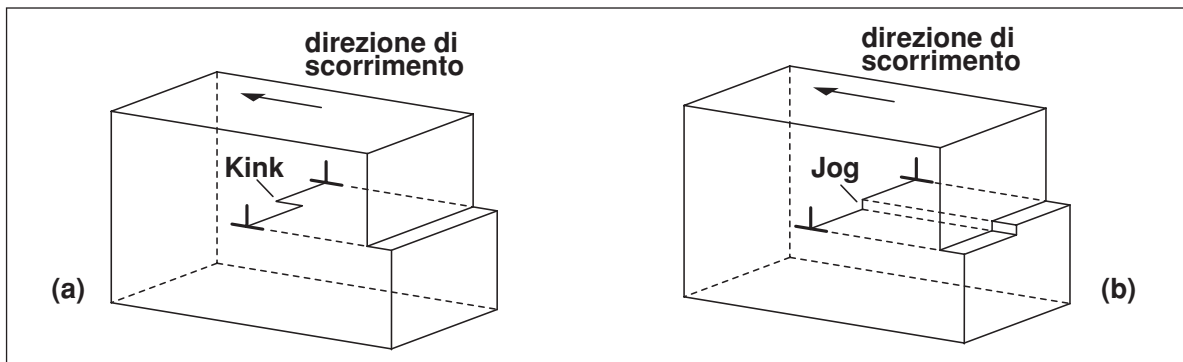


Figura 1-29 Cristalli con dislocazioni non rettilinee. La dislocazione può essere interessata da *kink* (a) o da *jog* (b).

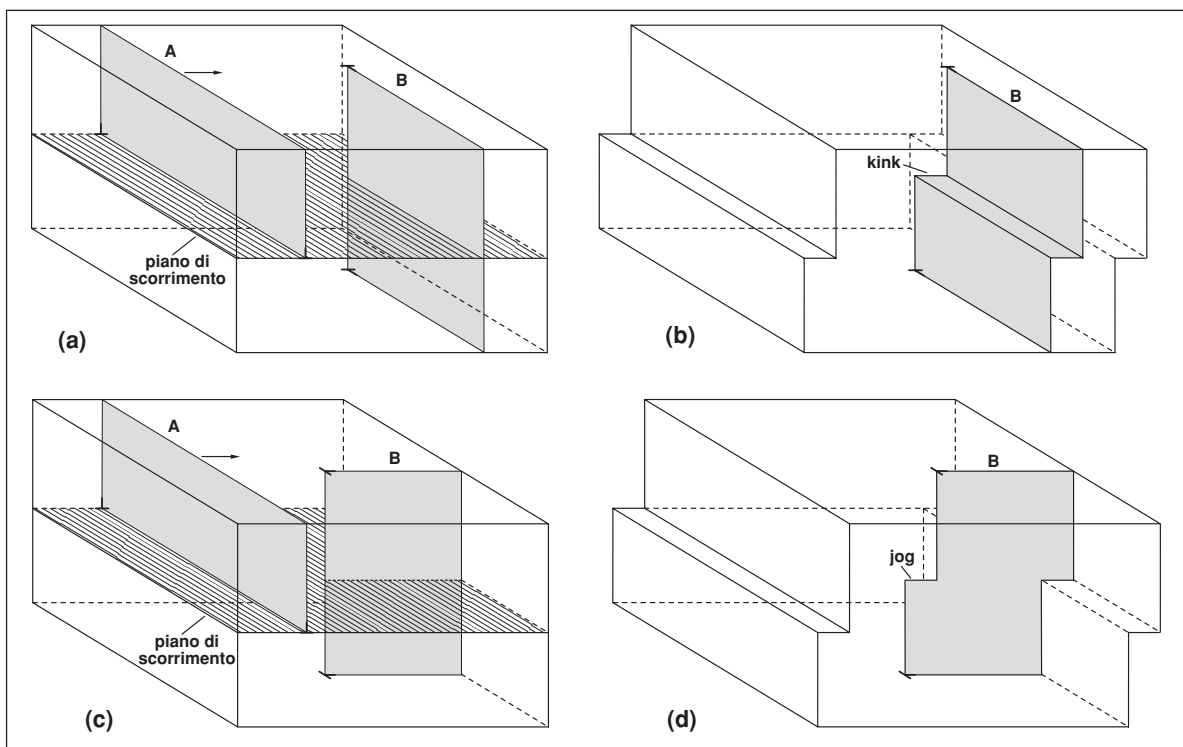


Figura 1-30 Interferenza tra dislocazioni, in grigio sono rappresentati gli *extra half-plane*. (a) Cristallo con due linee di dislocazione, i due *extra half-plane* sono tra loro paralleli. (b) Geometria finale quando la dislocazione A muovendosi verso destra è uscita dal cristallo. (c) Cristallo con due linee di dislocazione, i due *extra half-plane* sono tra loro ortogonali. (d) Geometria finale quando la dislocazione A muovendosi verso destra è uscita dal cristallo.

quindi una porzione del cristallo (il geminato) che ha subito uno scorrimento rispetto al resto del cristallo: la linea che separa sul piano di geminazione queste due parti è una linea di dislocazione (*twin dislocation*). Al procedere della deformazione si ha il movimento della dislocazione verso il limite del cristallo, quando la dislocazione esce dal cristallo (Figura 1-31c) il cristallo è geminato e privo di difetti al suo interno. A questo punto agli atomi della parte geminata del cristallo non è più possibile muoversi ulteriormente verso sinistra, perché la parte geminata e deve essere specularmente corrispondente a quella indeformata, rispetto al piano di geminazione. Per questo motivo il processo di geminazione può accomodare solo una minima quantità di strain. In Figura 1-32 questo meccanismo è riportato per la calcite.

Se si continua ad applicare uno stress il geminato può aumentare di volume:

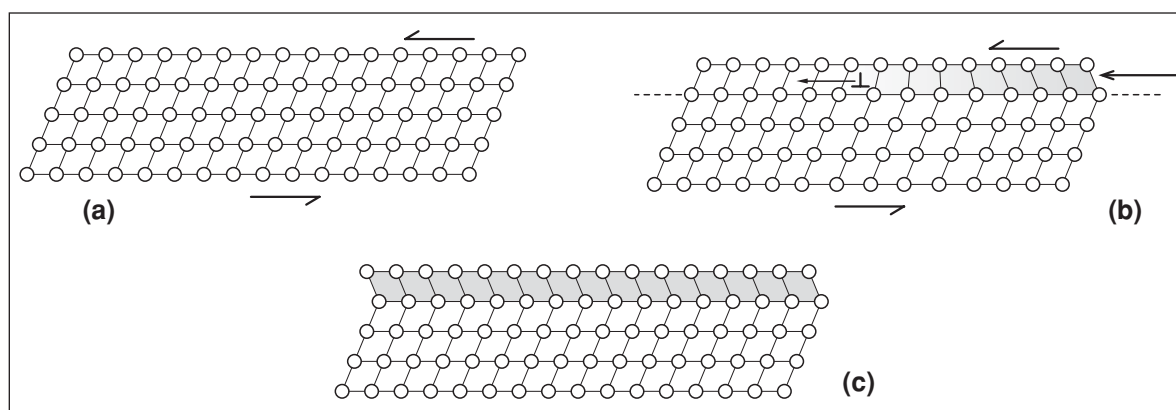


Figura 1-31 Geminazione per deformazione di un cristallo. (a) Cristallo indeformato. (b) Sottoposto ad un taglio sinistro la parte superiore destra del cristallo inizia a geminare. La parte geminata è rappresentata in grigio. (c) Cristallo completamente geminato, la linea di dislocazione è uscita dal cristallo.

- a) estendendosi sul piano di geminazione;
- b) spostando i limiti con il cristallo non geminato ortogonalmente al piano di geminazione e nella direzione della parte non geminata (*twin boundary migration*).

In Figura 1-33 è rappresentato questo processo. La parte geminata del cristallo aumenta di volume estendendosi verso sinistra e verso l'alto contemporaneamente al movimento verso sinistra della dislocazione, in questo modo la linea che separa la parte del cristallo che ha subito geminazione dalla parte non geminata (linea a tratteggio in Figura 1-33) si sposta verso l'alto cioè verso la parte indeformata del cristallo. Lo stesso avviene nella parte inferiore del cristallo, cioè la parte geminata del cristallo aumenta di volume estendendosi verso destra e verso il basso contemporaneamente al movimento verso destra della dislocazione, la linea che separa la parte del cristallo che ha subito geminazione dalla parte non geminata si sposta verso il basso.

In Figura 1-34 è illustrato questo processo alla scala del singolo cristallo: applicando uno stress si forma un geminato che progressivamente aumenta di volume, fino ad eliminare ogni porzione di cristallo originario. Aumentando la parte geminata si ha anche una variazione della forma esterna e dell'orientazione del cristallo (Figura 1-34d). Se in una roccia i cristalli adiacenti impediscono questa modificazione di forma (Figura 1-34e) il geminato può espandersi solo nella parte interna del cristallo, assumendo una forma "a fuso", con uno spessore che diminuisce verso il bordo del cristallo. Lo sviluppo di geminati "a fuso" nei cristalli reali è schematicamente riportato in Figura 1-35. All'inizio si formano vari geminati che all'aumentare della deformazione tendono ad aumentare di volume allontanando i piani di geminazione (Figura 1-35a). La presenza di cristalli adiacenti impedisce però che la geminazione prosegua in prossimità dei limiti del cristallo, perché in tali aree il cristallo non può liberamente ruotare. Il geminato si espande perciò solo al centro del cristallo (Figura 1-35b), fino a che i geminati si uniscono tra loro (Figura 1-35c). Negli stadi finali della deformazione le parti del cristallo che non hanno subito geminazione, cioè con l'orientazione cristallografica originaria, sono riconoscibili solo in limitate regioni in prossimità del limite del cristallo.

La conoscenza dei parametri cristallografici associati al processo di geminazione in una specie cristallografica rendono questo meccanismo estremamente utile per determinare l'orientazione dello stress che ha prodotto geminazione nella roccia. Vediamo come questo può essere fatto nel caso della calcite, uno dei minerali più comuni e in cui il processo di geminazione si sviluppa più facilmente. Nella calcite il processo di geminazione porta ad una riorientazione dell'asse cristallografico *c* (Figura 1-32 e Figura 1-36b). Nella parte geminata l'asse *c* forma un angolo di 52° rispetto all'orientazione della parte non geminata, questa riorientazione avviene inoltre in una direzione che è opposta a quella dello stress applicato. Nell'esempio di Figura 1-36b l'asse *c* ruota in senso orario (verso destra) a seguito della geminazione, mentre il senso di taglio applicato

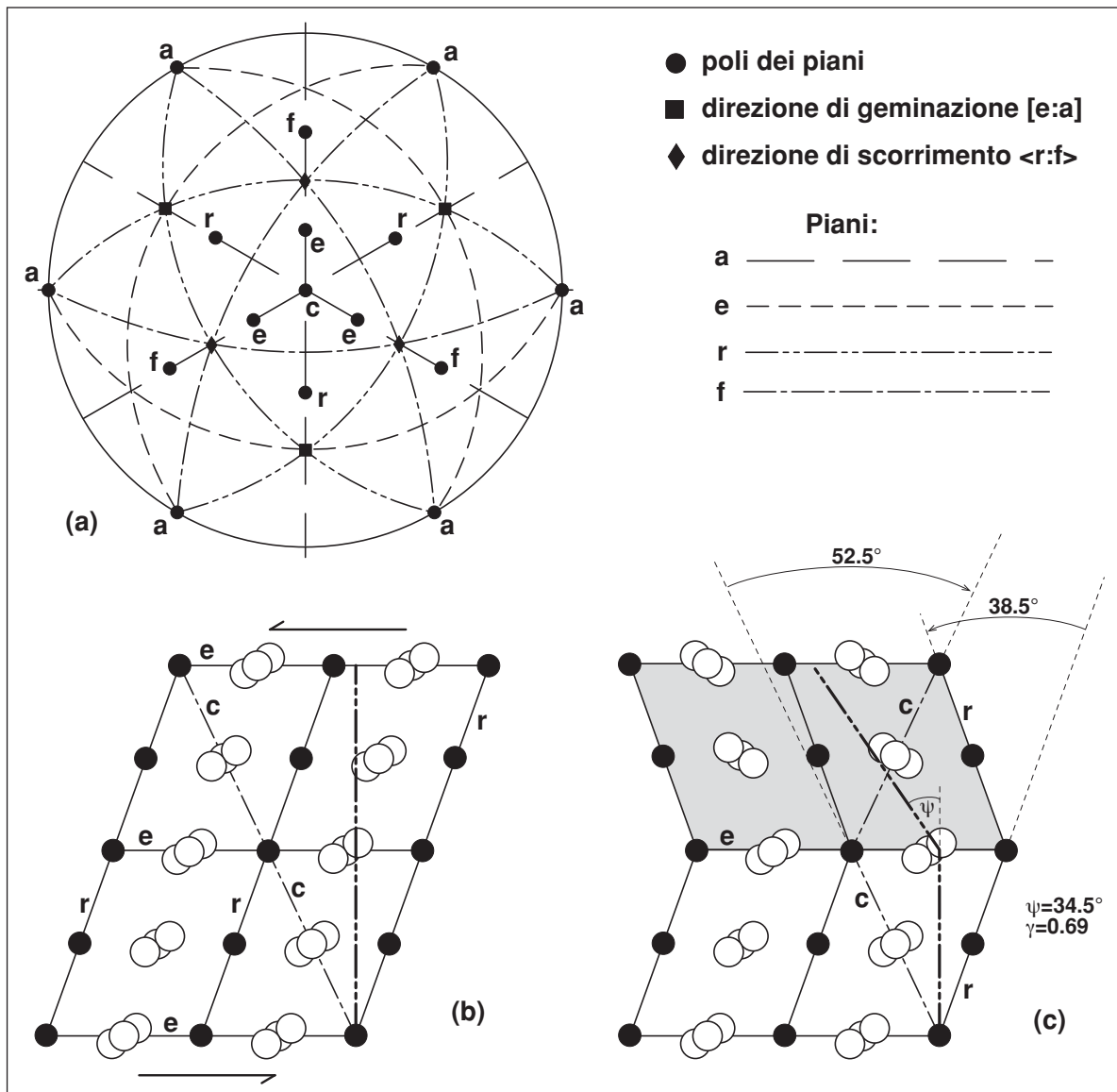


Figura 1-32 (a) Rappresentazione stereografica dei principali piani e direzioni cristallografiche della calcite. (b) Sezione perpendicolare ai piani *e* attraverso un cristallo di calcite indeformato. (c) Sezione perpendicolare ai piani *e* attraverso un cristallo di calcite geminato; in grigio la parte geminata.

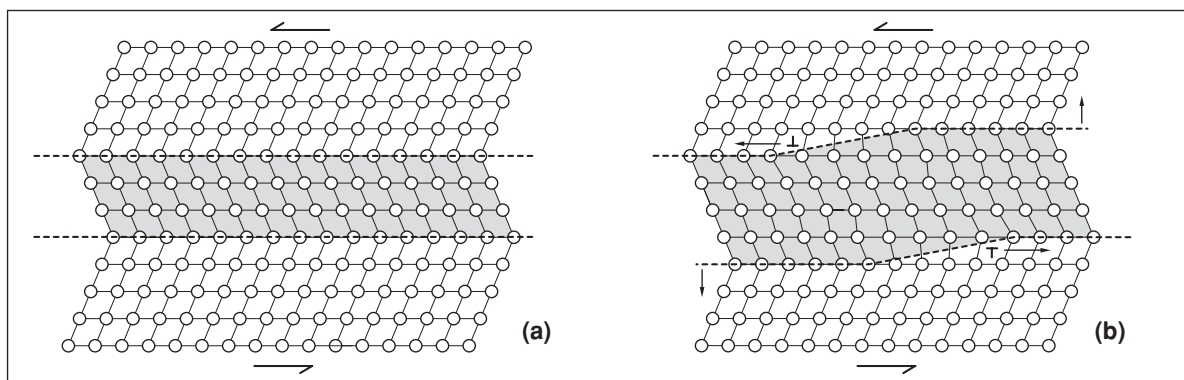


Figura 1-33 (a) Cristallo geminato (in grigio la parte geminata) sottoposto a taglio semplice. (b) Al procedere della deformazione la parte geminata aumenta di volume.

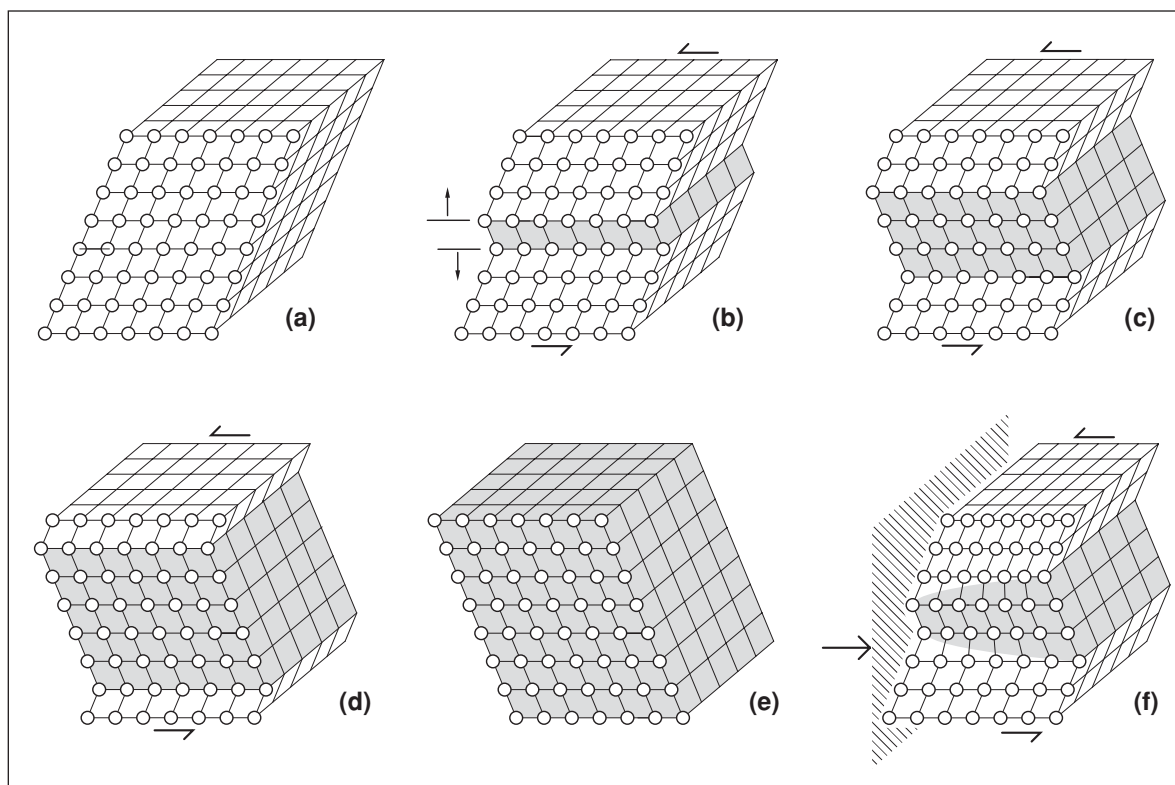


Figura 1-34 (a-e) Progressiva geminazione di un cristallo di calcite, in grigio la parte geminata. (f) Geminazione di un cristallo alla cui faccia sinistra è forzatamente impedito di geminare.

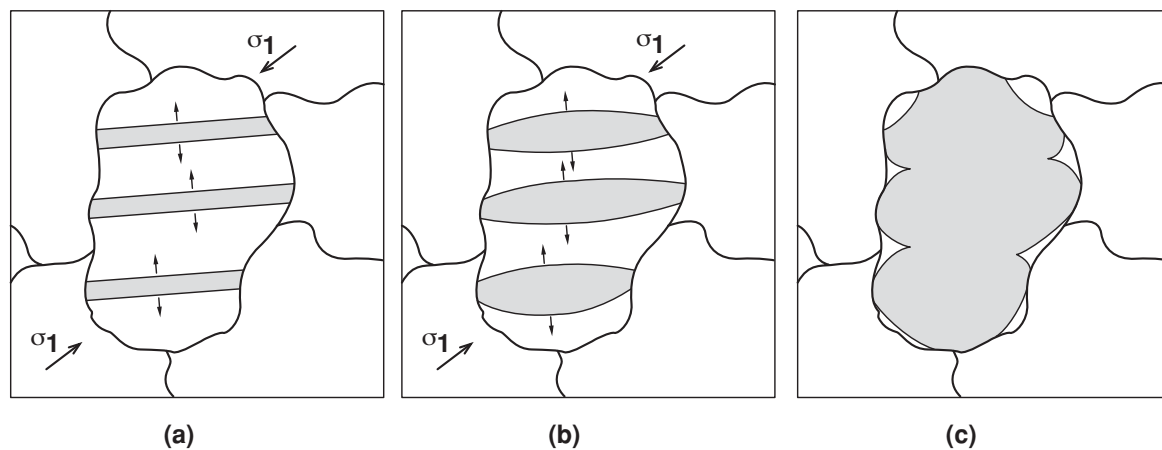


Figura 1-35 Evoluzione di geminati da deformazione in cristalli reali. In grigio la parte geminata del cristallo.

è sinistro. Dalla Figura 1-36b è inoltre chiaro come l'angolo tra la normale al piano di geminazione e e l'asse c , sia che quest'ultimo si misuri nella parte geminata che nella parte originaria del cristallo, è 26° . A questo punto è facile riconoscere se in un cristallo di calcite geminato siamo in presenza di geminati con piano di geminazione il piano cristallografico e : basta controllare in sezione sottile con l'aiuto del tavolino universale (vedi Capitolo 4.5) se l'angolo tra gli assi c nella parte geminata e nella parte originaria del cristallo è 52° , oppure controllare se l'angolo tra l'asse c e la normale al piano di geminazione e è 26° . Questo controllo è facilitato dall'uso di proiezioni stereografiche in cui si riportano gli elementi cristallografici misurati (Figura 1-36a).

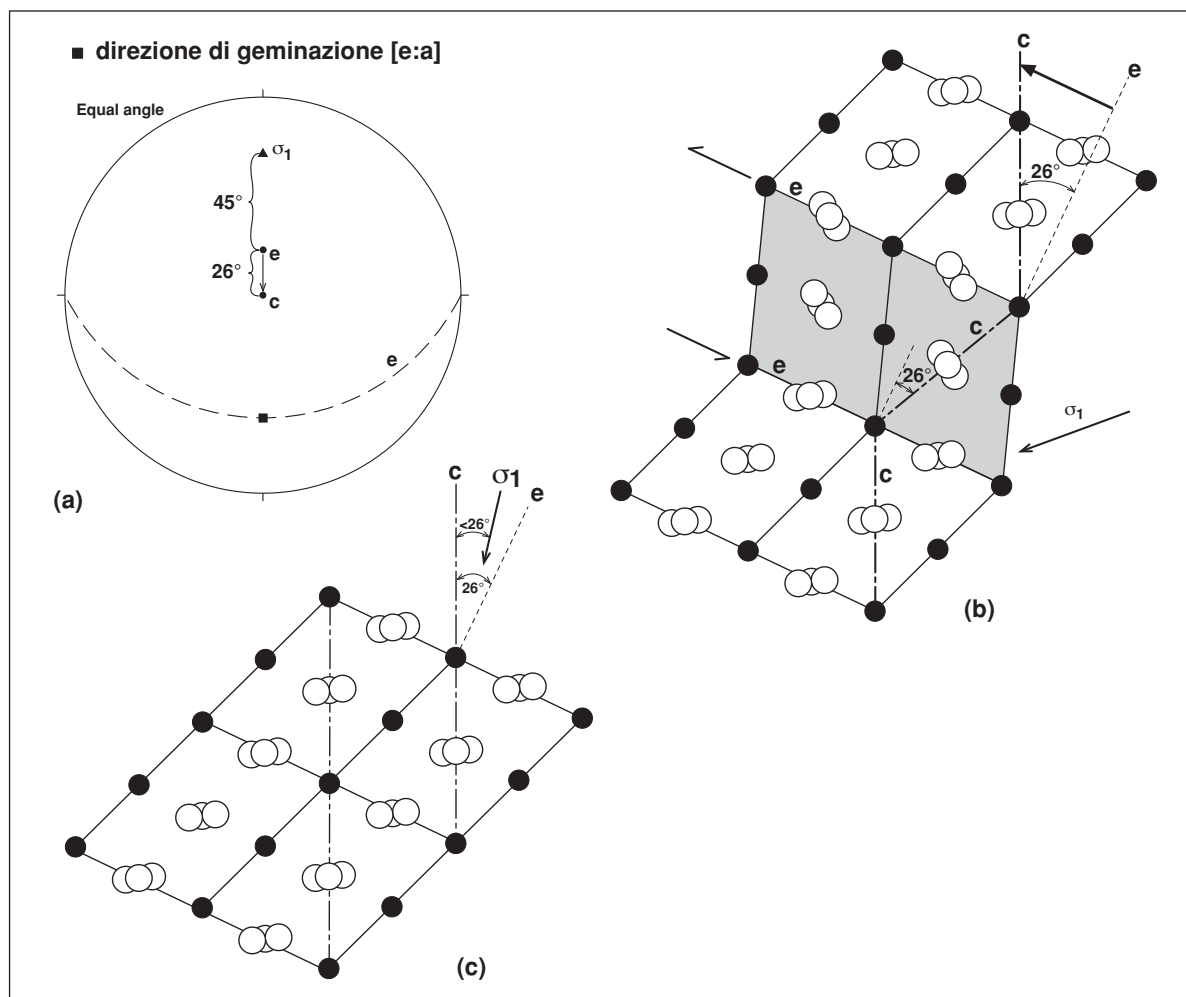


Figura 1-36 Geometria del processo di geminazione in un cristallo di calcite. (a) Proiezione dei principali piani e direzioni cristallografiche (vedi anche Figura 1-31). (b) Sezione attraverso un cristallo di calcite geminato, in grigio la parte geminata. (c) Sezione schematica attraverso un cristallo di calcite, mostrante come per orientazioni di σ_1 che formano un angolo minore di 26° con l'asse cristallografico c non è possibile alcuna geminazione. Non è possibile alcuna geminazione in quanto la componente di σ_1 sul piano e indurrebbe un taglio destro, incompatibile con la geometria del processo di geminazione in questo cristallo.

E' di fondamentale importanza notare che nella calcite geminazione lungo i piani e può avvenire solo in una direzione. Questo è evidenziato dalla Figura 1-32b, il cristallo di calcite riportato in figura può infatti geminare solo se si applica un senso di taglio sinistrale, in quanto la parte superiore del cristallo può traslare solo verso sinistra. Applicando un senso di taglio destrale il cristallo non gemina, in quanto uno spostamento della parte superiore verso destra formerebbe un cristallo in cui il piano di geminazione e non separa più due porzioni del cristallo una l'immagine speculare dell'altra. Da queste considerazioni ne consegue che un cristallo di calcite gemina solo se σ_1 è obliquo rispetto al piano di geminazione e e se il senso di taglio indotto è compatibile con la sola traslazione possibile del reticolo cristallino. Dalla Figura 1-36c è evidente quindi che σ_1 che formano angoli minori di 26° con l'asse c non possono indurre geminazione in un cristallo, in altri termini cristalli il cui asse c forma un angolo minore di 26° con lo stress applicato non possono geminare.

Se in sezione sottile riconosciamo che il piano e è il piano di geminazione in un cristallo di calcite, si possono fare ulteriori considerazioni per poter ricavare la direzione dello stress applicato. La condizione più favorevole per avere geminazione è applicare uno stress a 45° rispetto al pia-

no e . In questo modo si ha la componente maggiore dello stress sul piano di geminazione e il processo di geminazione può avvenire più facilmente. Nella pratica se noi abbiamo un cristallo di calcite geminato secondo i piani e possiamo fare la costruzione di Figura 1-36a e posizionare così la direzione del σ_1 che teoricamente dovrebbe attivare più facilmente il processo di geminazione in quel cristallo. Se questa analisi viene effettuata in tutta una sezione sottile il massimo dei σ_1 così determinati coinciderà con con la direzione del σ_1 effettivamente applicato al quel volume di roccia (Figura 1-37a).

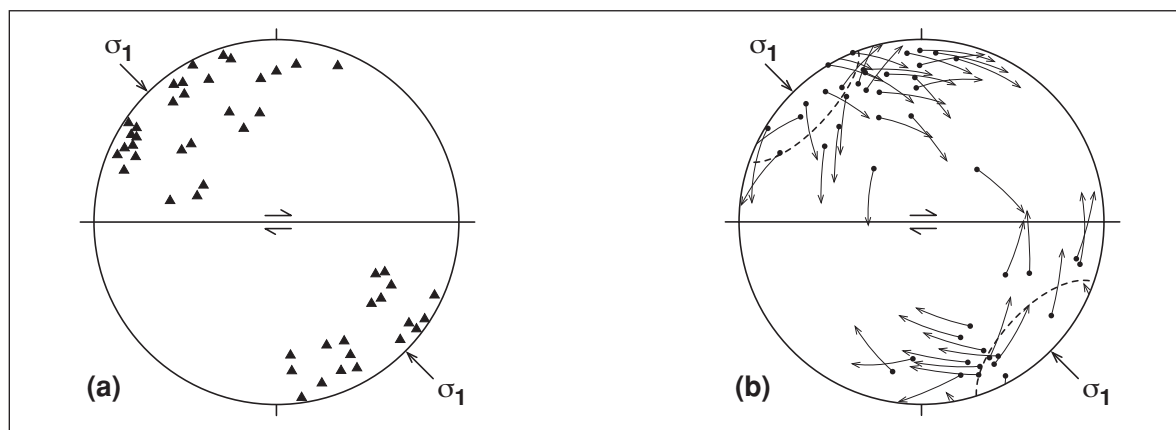


Figura 1-37 Determinazione dell'orientazione di σ_1 in rocce carbonatiche deformate. (a) I triangoli indicano la posizione di σ_1 che in ogni cristallo dovrebbe indurre più facilmente geminazione. (b) Vettori che uniscono il polo del piano e con l'asse c (vedi Figura 1-36b). In ogni singolo cristallo la freccia indica la direzione di traslazione causata dal processo di geminazione.

Un altro metodo per determinare la posizione di σ_1 in una roccia deformata contenente cristalli di calcite si basa sul fatto che se uniamo con un vettore la normale ai piani di geminazione e e l'asse cristallografico c (Figura 1-36b), tale vettore è parallelo alla direzione della traslazione associata alla geminazione (sinistrale nel caso della Figura 1-37b). In sezione sottile con l'aiuto del tavolino universale si determina quindi per ogni cristallo geminato la normale ai piani e e l'asse c e si riporta in proiezione stereografica il vettore che li unisce (Figura 1-36a). Se si effettua un'analisi di questo tipo su un'intera sezione sottile proveniente da una roccia carbonatica deformata si otterrà una proiezione stereografica in cui sono presenti tanti vettori quanti sono i cristalli analizzati (Figura 1-37b). Il σ_1 effettivamente applicato si determinerà a questo punto in proiezione stereografica come il centro del piccolo cerchio con un angolo di apertura di 26° costruito in modo tale che:

- contenga il minimo numero di assi c (come già visto in precedenza cristalli il cui asse c forma un angolo minore di 26° con lo stress applicato non possono geminare);
- le frecce dei vettori che uniscono il polo del piano e con l'asse c divergano dal centro del piccolo cerchio.

1.2.7 Formazione di dislocazioni

Dislocazioni si possono formare:

- primariamente, durante le fasi di crescita del cristallo;
- localmente in punti con alto stress;
- più comunemente con meccanismi tipo il modello di Frank-Read (*Frank-Read source*).

Vediamo come si possono formare dislocazioni in un cristallo sottoposto a stress con il modello di Frank-read. Supponiamo di avere un cristallo in cui sono presenti *jog* lungo una linea di di-

slocazione che si sposta verso sinistra (Figura 1-38a). Sul piano reticolare b di Figura 1-38b la li-

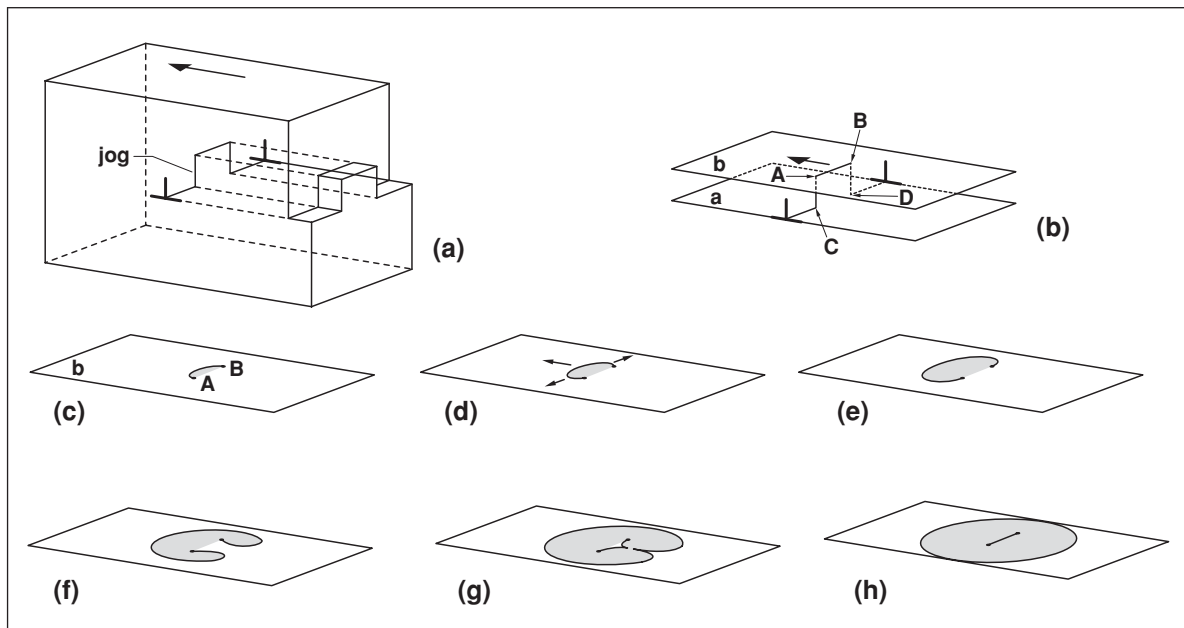


Figura 1-38 Formazione di dislocazioni mediante il modello di Frank-Read. In grigio all'interno della linea di dislocazione è la parte del cristallo che ha subito scorrimento.

nea di dislocazione emergerà nei punti A e B. Il segmento AB della dislocazione tende a spostarsi verso sinistra, i segmenti AC e BD rimangono fermi, oppure se si spostano verso sinistra sono costretti a muoversi ortogonalmente al piano di scorrimento della dislocazione e quindi il loro movimento è più difficoltoso. La linea di dislocazione si sposta quindi verso sinistra (Figura 1-38c), assumendo una forma arcuata. In grigio è indicata la parte del cristallo che ha subito scorrimento, essa aumenta in continuazione durante tutto il processo (Figura 1-38d, e, f). Se si continua ad applicare uno stress due porzioni della stessa linea di dislocazione vengono a contatto (Figura 1-38g), ed essendo in questo punto due dislocazioni a vite di segno opposto che vengono a contatto (cfr. Figura 1-17a), si annullano. La linea di dislocazione ha ora una forma chiusa che aumenta continuamente in lunghezza, aumenta cioè la parte del cristallo che ha subito scorrimento (Figura 1-38h). Infine la linea di dislocazione uscirà dal cristallo, producendo una variazione di forma come già visto in Figura 1-18d.

Se vi è sempre uno stress applicato si ripete il solito meccanismo con la formazione di una nuova linea di dislocazione tra i punti A e B. Se in un cristallo sono presenti numerosi punti in cui si hanno meccanismi di formazione di dislocazioni di questo tipo, il cristallo può accomodare alti valori di strain.

1.2.8 Movimento di dislocazioni e strain

Supponiamo che in un cristallo di altezza h , lunghezza L e superficie laterale S (Figura 1-39a) si produca e si propaghi una dislocazione a spigolo rettilinea con un vettore di Burger (b) parallelo al lato maggiore del cristallo (Figura 1-39b).

Quando la dislocazione ha attraversato tutto il cristallo questo avrà cambiato la sua forma esterna (Figura 1-39c) lo strain di taglio risultante sarà:

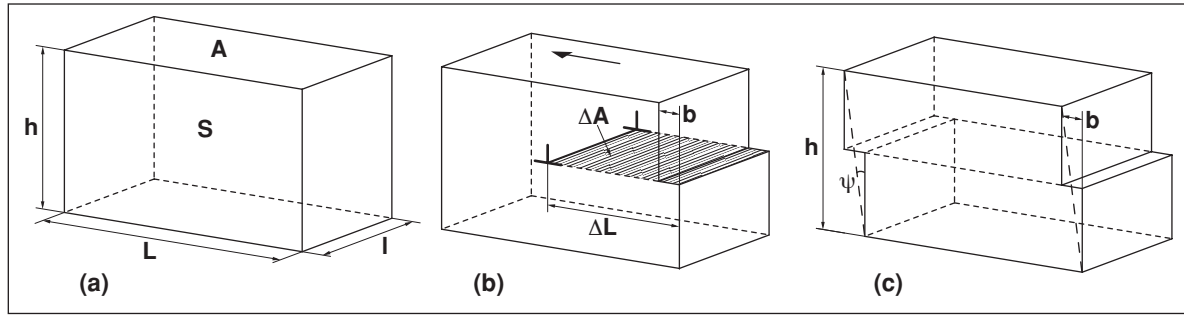


Figura 1-39 Movimento progressivo di una dislocazione all'interno di un cristallo.

$$\gamma = \tan \psi = \frac{b}{h} \quad 1-1$$

Consideriamo ora uno stadio intermedio della deformazione, quando la dislocazione è ancora all'interno del cristallo e si è spostata sul piano di scorrimento di ΔL (Figura 1-38b). In questo caso lo strain di taglio medio del cristallo è:

$$\gamma = \frac{b}{h} \cdot \frac{\Delta L}{L} = \frac{b}{s} \Delta L \quad 1-2$$

Nel caso di N dislocazioni parallele tra loro che si muovono sui soliti piani reticolari di scorrimento (senza *climb*):

$$\gamma = \frac{N}{S} b \Delta L \quad 1-3$$

In un cristallo la densità di dislocazioni (ρ) è definita come la lunghezza complessiva delle linee di dislocazione presenti per unità di volume oppure come il numero di dislocazioni per unità di superficie, cioè:

$$\rho = \frac{N}{S} \quad 1-4$$

Sostituendo l'Equazione 1-4 nell'Equazione 1-3 si ottiene:

$$\gamma = \rho b \Delta L \quad 1-5$$

Definendo la velocità di deformazione:

$$\dot{\gamma} = \frac{\partial \gamma}{\partial t} \quad 1-6$$

si ricava:

$$\dot{\gamma} = b \frac{\partial}{\partial t} (\rho \Delta L) = b \left[\Delta L \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial \Delta L}{\partial t} \right] \quad 1-7$$

$$\text{dove} \quad \frac{\Delta L}{\partial t} = v \quad 1-8$$

è la velocità di movimento delle dislocazioni.

Nel caso di una deformazione omogenea e di un flusso *steady state* continuo senza l'applicazione di forze impulsive, si può considerare la densità di dislocazioni costante e di conseguenza:

$$\dot{\gamma} = \rho b v \quad 1-9$$

Questa relazione è nota come **Equazione di Orowan** e stabilisce che *la velocità di deformazione di un cristallo è funzione della densità di dislocazioni presenti, del vettore di Burger e della velocità con cui le dislocazioni si muovono all'interno del cristallo.*

1.3 Difetti bidimensionali (o planari)

1.3.1 Limiti tra i granuli

Tutte le dislocazioni presenti in un cristallo hanno la tendenza a muoversi per scorrimento o climb, per arrivare ad una configurazione stabile di minima energia. Questa configurazione viene raggiunta mediante eliminazione reciproca di dislocazioni, mediante la loro migrazione al di fuori del cristallo oppure mediante la loro organizzazione stabile lungo piani (vedi Figura 1-23), formanti in due dimensioni superfici con un alto numero di dislocazioni e quindi di difetti reticolari.

Nel caso di dislocazioni a vite, se le linee di dislocazione si muovono sul solito piano reticolare e hanno orientazione ortogonale tra loro (Figura 1-40), si avrà che la parte del cristallo al di sopra del piano di scorrimento risulterà ruotata rispetto alla parte sotto il piano. Questa rotazione risulta evidente se consideriamo due allineamenti di punti reticolari, uno sopra il piano di scorrimento ed uno immediatamente al di sotto. In Figura 1-40 i due allineamenti di punti reticolari sono esattamente uno sopra l'altro nella porzione A del cristallo, attraversando la dislocazione a vite non risultano più essere esattamente l'uno sopra l'altro (porzione B del cristallo) e si allontanano progressivamente tra loro attraversando altre linee di dislocazione (parte C). Dalla Figura 1-40 si vede come l'allineamento di punti al di sopra del piano di scorrimento risulti ruotato in senso antiorario rispetto a quello sottostante al piano. Al procedere del movimento di dislocazioni quindi la parte superiore del cristallo ruota sempre di più secondo un asse ortogonale al piano di scorrimento, al piano cioè su cui si dispongono le dislocazioni. Il piano di scorrimento su cui si concentrano le dislocazioni è detto *twist wall* o *twist boundary*.

Nel caso di cristalli in cui sono presenti dislocazioni a spigolo libere di muoversi su piani di scorrimento, esse si muovono fino a bloccarsi reciprocamente formando allineamenti di dislocazioni dello stesso segno, come già visto in Figura 1-23b. Questi allineamenti di linee di dislocazione formano perciò superfici ricche in difetti lineari che separano due porzioni del cristallo con differente orientazione e con una densità di dislocazioni molto bassa. Queste superfici rappresentano difetti bidimensionali (o planari) all'interno di un cristallo e sono chiamate *tilt wall* o *tilt boundary*. In Figura 1-41a è schematicamente rappresentato un reticolo cristallino in cui sono presenti dislocazioni del solito segno che si muovono in direzioni opposte. All'inizio della deformazione solo poche dislocazioni sono presenti nel cristallo e poche dislocazioni si bloccano in corrispondenza del tilt wall. Continuando la deformazione aumenta il numero di dislocazioni presenti nel cristallo e lungo il tilt wall, di conseguenza aumenta la differenza d'orientazione tra le due parti del cristallo (Figura 1-41b). La differenza d'orientazione cristallografica tra le due parti del cristallo (θ) aumenta in funzione del numero delle dislocazioni presenti e del vettore di Burger. Dalla Figura 1-41c si può vedere infatti che per valori di θ piccoli ($<15^\circ$):

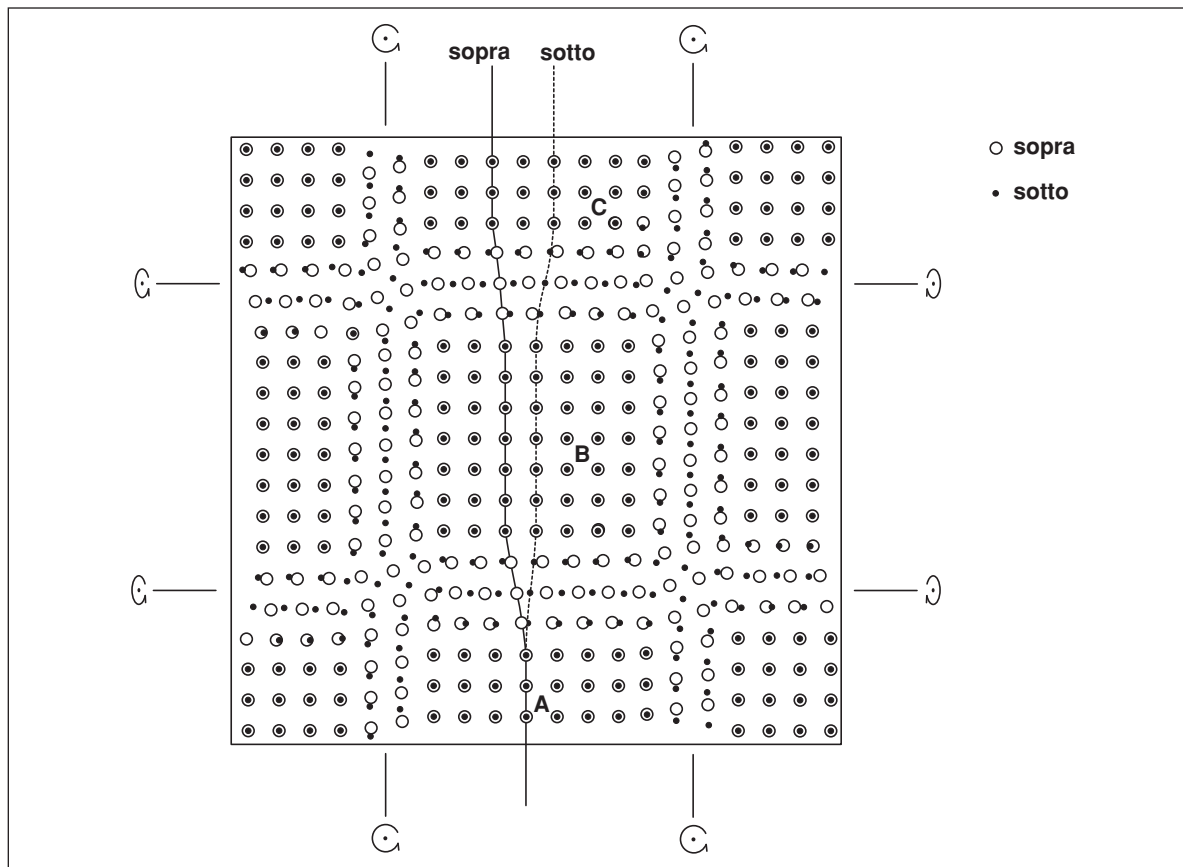


Figura 1-40 Sezione di un cristallo parallela ad un piano di scorrimento, dove la presenza di dislocazioni a vite crea un *twist boundary*. Con i cerchi bianchi sono rappresentati gli atomi immediatamente al di sopra del piano di scorrimento, i punti neri indicano gli atomi immediatamente sotto il piano.

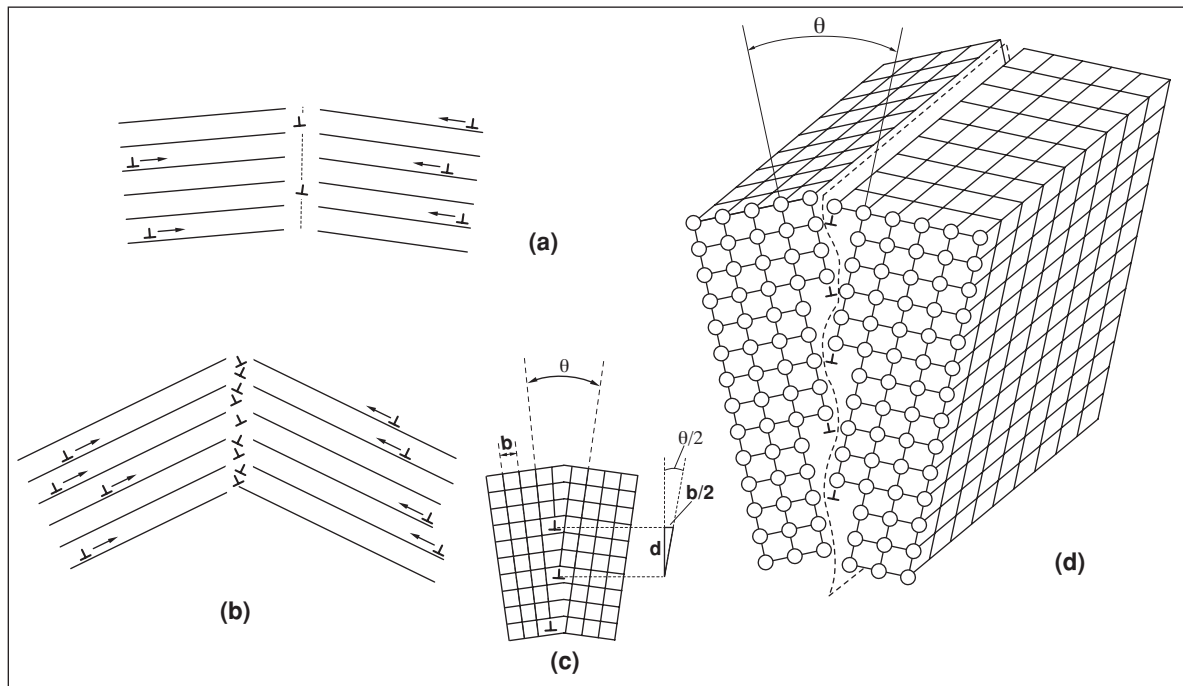


Figura 1-41 Formazione di *tilt wall*.

$$d = \frac{b}{2 \sin \frac{\theta}{2}} \approx \frac{b}{\theta} \quad \text{quindi} \quad \theta \approx \frac{b}{d} \quad 1-10$$

(b è la lunghezza del vettore di Burger; d è la distanza tra due dislocazioni lungo il tilt wall).
 Convenzionalmente è posto che quando la differenza di orientazione tra le due parti è $\theta < 15^\circ$ il *tilt wall* separa due sub-grani, quando $\theta > 15^\circ$ è considerato un limite tra due grani. (Figura 1-41d). Lo sviluppo di difetti planari variamente orientati all'interno di un cristallo porta alla formazione di porzioni di cristallo con un'orientazione diversa rispetto al resto del cristallo (Figura 1-42). Questo volume di cristallo è detto subgrano (*subgrain*) quando la differenza di orientazione con i cristalli adiacenti è minima ($<15^\circ$), è invece considerato un nuovo grano quando la differenza è maggiore ($>15^\circ$). Non vi è quindi alcuna differenza di struttura cristallografica interna tra due grani, tra due subgrani e tra un grano e un subgrano, la loro distinzione si basa solamente sulla variazione di orientazione cristallografica con i cristalli adiacenti.

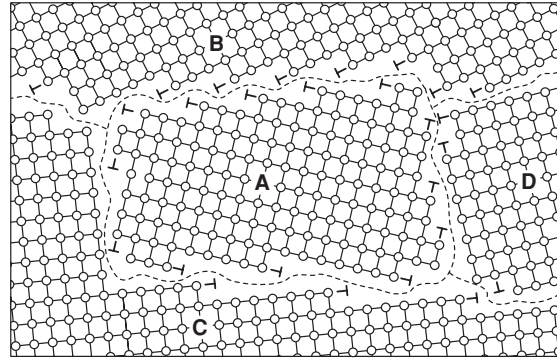


Figura 1-42 Struttura schematica di un grano. A tratteggio sono riportati i limiti tra i granuli. Si noti che tra il grano A e C la differenza angolare è minima e poche dislocazioni sono presenti lungo il limite. Tra il grano A e il grano B la differenza di orientazione è maggiore e sono presenti numerose dislocazioni lungo il limite.

In una deformazione progressiva si ha quindi movimento di dislocazioni che bloccandosi reciprocamente si allineano lungo piani, portando inizialmente alla formazione di subgrani. Continuando ad applicare uno stress aumenta il numero delle dislocazioni che si allineano e si ha quindi sviluppo di grani. Questo processo, che durante una deformazione porta alla formazione di grani a bassa densità di dislocazioni mediante il movimento ed allineamento delle dislocazioni in corrispondenza dei limiti dei grani è detto ricristallizzazione per rotazione (oppure poligonizzazione) (*subgrain rotation recrystallization, polygonization*) e porta generalmente ad una diminuzione delle dimensioni dei cristalli che formano una roccia.

1.3.2 Migrazione dei limiti tra i granuli

I limiti tra i grani possono muoversi durante una deformazione. Ciò porta ad una continua variazione delle dimensioni e forma dei grani durante tutto il processo deformativo (ricristallizzazione per migrazione, *grain boundary migration recrystallization*).

Il processo di migrazione dei limiti tra i granuli è legato alla diffusione di atomi o gruppi di atomi da un cristallo ad uno adiacente, questo movimento di atomi porta al movimento del limite dei granuli nella direzione opposta. In rocce deformate la migrazione del limite tra i granuli è solitamente dovuta ad un gradiente nell'energia elastica legata alla presenza di dislocazioni, cioè ad un contrasto della densità di dislocazioni nei due granuli. Poiché grani con orientazioni cristallografiche differenti si deformano usando sistemi di scorrimento differenti, anche la densità di dislocazioni sarà diversa. Si ha migrazione dei contatti tra i grani da una regione con bassa densità di dislocazioni verso una regione con alta densità di dislocazioni (Figura 1-43), con conseguente eliminazione di dislocazioni. Poiché questo processo implica diffusione e spostamento di materiale, esso sarà maggiormente efficiente ad alta temperatura.

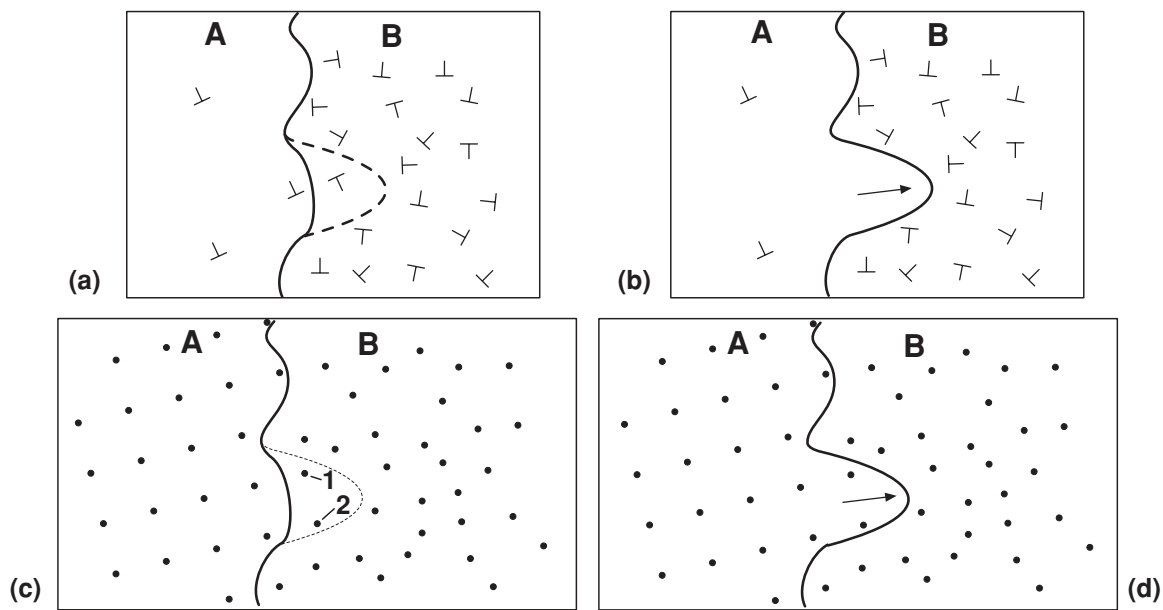


Figura 1-43 Spostamento del limite tra due grani. (a), (b) Il movimento di dislocazioni porta ad un nuovo limite tra i granuli. (c), (d) Lo spostamento degli atomi 1 e 2 del granulo B e la loro incorporazione nel granulo A porta ad uno spostamento del limite da A verso B.

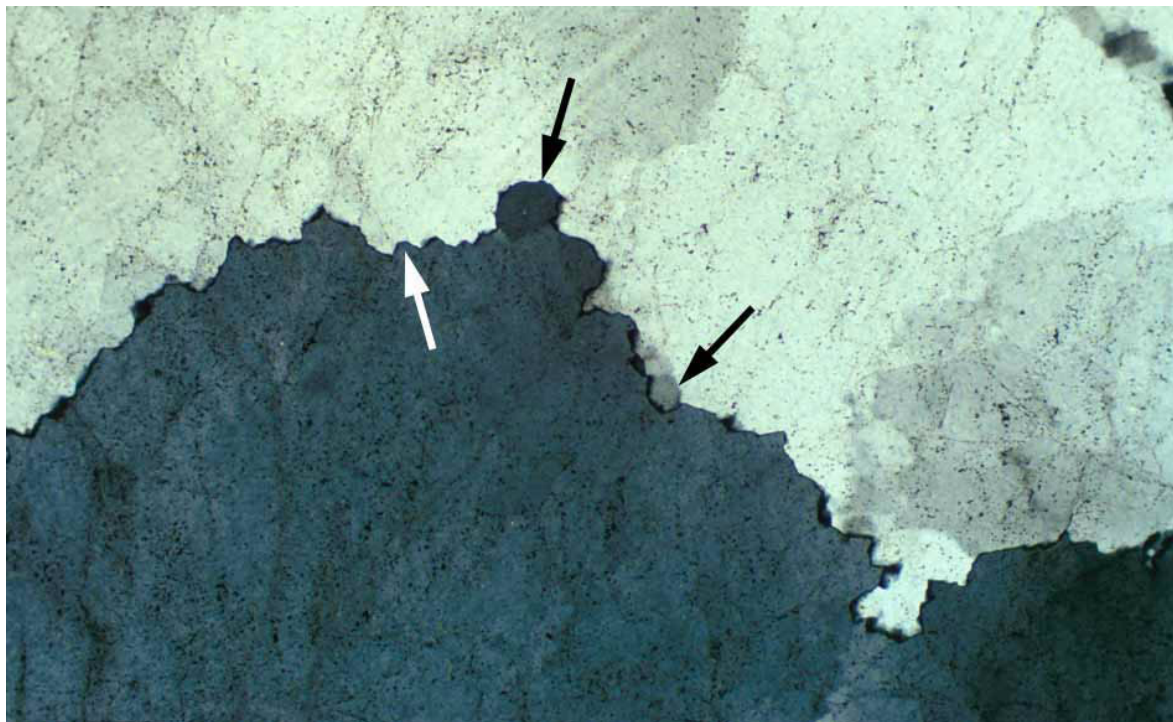


Figura 1-44 *Bulging* (freccia bianca) al limite tra due cristalli di quarzo. Le frecce nere indicano formazione di subgrani.

La velocità con cui il limite tra i granuli si sposta è funzione del gradiente dell'energia elastica e della mobilità del limite, che varia in funzione della temperatura, presenza o assenza di fluidi, presenza di impurità lungo il limite tra i granuli e all'interno dei granuli.

Migrazione dei limiti tra due granuli può avvenire a varie scale. Negli stadi iniziali di una deformazione, a basso strain, gradienti in energia elastica necessari per avere migrazione si posso-

no avere solo localmente, formando così migrazioni a piccola scala (*bulging*). A temperature e strain maggiori si ha una maggiore mobilità dei limiti tra i granuli, con la possibilità di formare cristalli di grandi dimensioni (Figura 3-13).

1.4 Bibliografia

- 1-1 CAHN, R.W. 1983 : Recovery and recrystallization. In: CAHN, R.W. & HAASEN, P. (Ed.), *Physical Metallurgy*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1595-1671.
- 1-2 DRURY, M.R. & URAI, J.L. 1990 : Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, v. 172, pp. 235-253.
- 1-3 DURNEY, D.W. 1976 : Pressure solution and crystallization deformation. *Philosophical Transaction of the Royal Society London, A*, v. 283, pp. 229-240.
- 1-4 FRIEDEL, J. 1964 : *Dislocations*. Pergamon, London.
- 1-5 GUILLOPE, M. & POIRIER, J.-P. 1979 : Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, pp. 5557-5567.
- 1-6 HULL, D. & BACON, D.J. 1984 : *Introduction to Dislocation*. Pergamon Press, Oxford, 257 pp.
- 1-7 KNIPE, R.J. 1989 : Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology*, v. 11, pp. 127-146.
- 1-8 KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. 1990 : *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. The Geological Society of London - Geological Society Special Publication, London, 535 pp.
- 1-9 LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. 1980 : The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, v. 2, pp. 355-371.
- 1-10 LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. 1979 : Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, v. 1, pp. 283-297.
- 1-11 MCCLAY, K.R. 1977 : Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. *Journal of the Geological Society of London*, v. 134, pp. 57-70.
- 1-12 MEANS, W.D. 1981 : The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, v. 78, pp. 179-199.
- 1-13 NABARRO, F.R.N. 1967 : *Theory of Crystal Dislocations*. Clarendon Press, Oxford.
- 1-14 NICOLAS, A. & POIRIER, J.-P. 1976 : *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, London, 444 pp.
- 1-15 POIRIER, J.-P. 1985 : *Creep of Crystals*. Cambridge University Press, Cambridge, 260 pp.
- 1-16 RUTTER, E.H. 1976 : The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, v. 283, pp. 203-219.
- 1-17 RUTTER, E.H. 1983 : Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. geol. Soc. London*, v. 140, pp. 725-740.
- 1-18 SCHMID, S.M. 1982 : Microfabric studies as indicators of deformation mechanism and flow laws operative in mountain building. In: HSÜ, K.J. (Ed.), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, pp. 95-110.

- 1-19 SCHMID, S.M. & CASEY, M. 1986 : Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Ed.), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies - The Paterson Volume*. American Geophysical Union, Washington, pp. 263-286.
- 1-20 SCHMID, S.M. & HANDY, M.R. 1991 : Toward a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H. (Ed.), *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, pp. 339-361.
- 1-21 TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963 : *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw Hill, New York, 545 pp.

2 PALEOPIEZOMETRIA

Studi microstrutturali in rocce deformate, in ceramiche ed in metalli hanno dimostrato che durante una ricristallizzazione dinamica densità di dislocazioni, dimensioni dei subgrani e dimensione dei grani sono proporzionali allo stress differenziale applicato σ (Figura 2-1):

$$\sigma = \sigma_1 - \sigma_3 \quad 2-1$$

Questo significa che maggiore è lo stress, maggiore risulta essere la densità di dislocazioni e minori sono i subgrani e grani ricristallizzati (Figura 2-1 e Figura 2-2). Questi tre parametri microstrutturali (densità di dislocazioni, dimensioni dei subgrani, dimensione dei grani) sono indipendenti rispetto alla temperatura ed oltre certi valori sono indipendenti anche dalla velocità di deformazione: essi possono perciò essere usati come paleopiezometri, cioè possono essere usati per ricavare lo stress differenziale a cui la roccia era sottoposta al momento della deformazione.

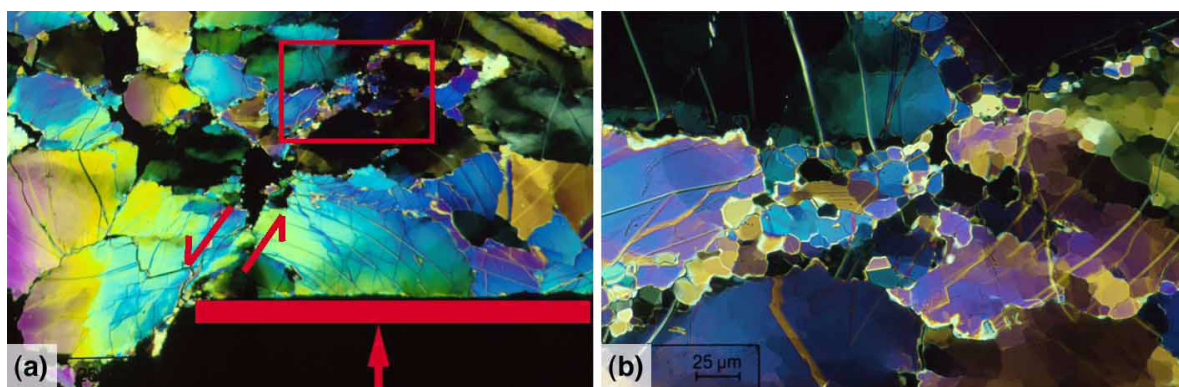


Figura 2-1 (a) Campione di marmo deformato sperimentalmente. Il movimento del pistone verso l'alto ha determinato un locale aumento di stress e lo sviluppo di una zona di taglio nel campione. (b) Ingrandimento dell'area indicata nel rettangolo. Ad un maggiore ingrandimento si vede come non esista una frattura discreta, ma una zona di taglio lungo cui si ha ricristallizzazione. Il locale aumento di stress ha influenzato la dimensione dei grani ricristallizzati, che sono di dimensioni nettamente inferiori rispetto a quelli circostanti.

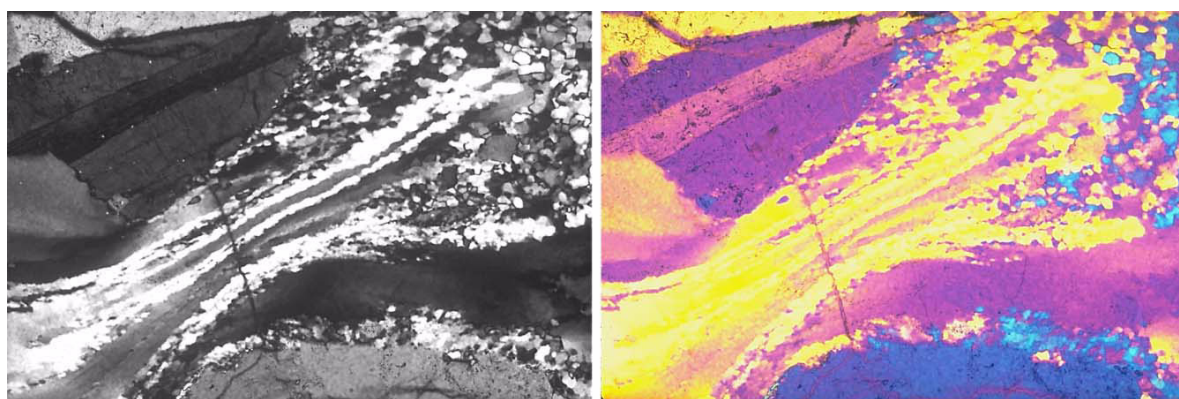


Figura 2-2 Livello di quarzo ricristallizzato dinamicamente in una quarzo-milonite. Nell'area tra i due porfiroclasti rigidi lo stress è maggiore e le dimensioni dei granuli sono minori.

In rocce deformate naturalmente non tutte le microstrutture che si osservano in sezione sottile sono utilizzabili per una determinazione paleopiezometrica. Per essere utilizzabili e poter associare un valore di stress differenziale ad un certo evento deformativo è necessario essere sicuri che la microstruttura che stiamo osservando si sia formata effettivamente durante tale evento

deformativo, e non il risultato di deformazioni successive. Allo stesso tempo si devono studiare microstrutture che sono state preservate da fenomeni di ricristallizzazione statica, per evitare che le dimensioni dei grani siano legate ad una crescita post-tettonica. Ideali per questo tipo di studi risulteranno quindi rocce che dopo l'evento deformativo hanno subito una rapida riesumazione e raffreddamento.

La calibrazione di paleopiezometri avviene in modo empirico sulle basi di risultati di esperimenti di laboratorio. Esistono numerosi paleopiezometri per il meccanismo di ricristallizzazione per rotazione, mentre sono in numero nettamente inferiore per il meccanismo di *grain boundary migration*.

2.1 Piezometri basati sulla densità di dislocazioni

Lo stress critico (σ_c) richiesto per attivare il meccanismo di Frank-Read e generare nuove dislocazioni è:

$$\sigma_c \propto \frac{\mu b}{l} \quad 2-2$$

dove b : vettore di Burger, μ : modulo di taglio, l : distanza tra i due difetti reticolari (impurità o altre dislocazioni) che impediscono il libero movimento della dislocazione (N.B. è distanza AB in Figura 1-38). Tale meccanismo può essere attivato solo se lo stress in un punto del reticolo cristallino (stress locale, σ_l) raggiunge lo stress critico σ_c .

Negli stadi iniziali di una deformazione intracristallina movimento delle prime dislocazioni si ha quando lo stress applicato σ è maggiore dello stress critico σ_c . In queste fasi iniziali inoltre lo stress applicato σ è uguale allo stress locale σ_l , cioè tutto lo stress applicato esternamente si trasmette all'interno del cristallo.

Proseguendo nella deformazione vi è un aumento del numero di dislocazioni prodotte e conseguentemente della densità di dislocazioni all'interno del cristallo. L'interazione tra dislocazioni rende difficile il loro movimento, si ha cioè uno stress interno (σ_i) che agisce in modo opposto rispetto allo stress applicato σ e di conseguenza:

$$\sigma_l = \sigma - \sigma_i \quad 2-3$$

Lo stress interno aumenta se un numero sempre maggiore di dislocazioni si ostacola reciprocamente. Può accadere quindi che lo stress locale σ_l non sia sufficiente per attivare il meccanismo di Frank-Read e che non si producano nuove dislocazioni, con conseguente cessazione della deformazione plastica. A questo punto per creare nuove dislocazioni ed avere nuovamente deformazione intracristallina mediante scorrimento di dislocazioni si deve aumentare lo stress differenziale applicato σ (*work hardening*). Se aumentando lo stress si raggiunge la situazione in cui il numero delle dislocazioni che vengono prodotte è uguale al numero delle dislocazioni che lasciano il cristallo o si annullano reciprocamente, la densità di dislocazioni nel cristallo rimarrà costante e quindi anche la velocità di deformazione (stadio *steady state*).

A causa dell'aumentato numero di dislocazioni presenti diminuirà anche la lunghezza "l" nel meccanismo di Frank-Read, cioè la distanza tra due difetti reticolari che impediscono il movimento di dislocazioni su un piano reticolare.

In una deformazione *steady state*, cioè con stress e velocità di deformazione costante, σ , σ_1 e σ_c rimangono costanti; in base all'equazione di Orowan (Equazione 1-9) anche la densità di dislocazioni ρ deve rimanere costante. Lo stress critico (σ_c) è quindi funzione della densità di dislocazioni e quindi della distanza media tra le dislocazioni (distanza L in Figura 2-3).

Dalla Figura 2-3:

$$\rho = \frac{1}{L^2} \quad 2-4$$

$$\text{oppure} \quad L = \sqrt{\frac{1}{\rho}} \quad 2-5$$

sostituendo l con L nell'Equazione 2-4 e sostituendo L con ρ si ha:

$$\sigma_c \propto \mu b \sqrt{\rho} \quad 2-6$$

Se si assume che durante una deformazione *steady state* lo stress locale (σ_1) è proporzionale allo stress applicato (σ) e che lo stress locale è uguale allo stress critico ($\sigma_1 = \sigma_c$), Ne consegue che:

$$\sigma \propto \mu b \sqrt{\rho} \quad 2-7$$

Da prove di laboratorio in cui deformando campioni di roccia si raggiunge una deformazione *steady state*, si ricava la seguente relazione tra stress differenziale applicato e densità di dislocazioni:

$$\sigma = k \mu b \sqrt{\rho} \quad 2-8$$

dove k è una costante determinata empiricamente (Figura 2-4). Questa relazione rappresenta una calibrazione piezometrica in quanto se conosciamo la densità di dislocazioni in un cristallo deformato naturalmente si può conoscere lo stress differenziale cui è stato sottoposto durante la deformazione, sempre che le condizioni in cui il cristallo si è deformato in natura sono le stesse in cui è stato deformato in laboratorio. Per poter comparare le calibrazioni piezometriche tra densità di dislocazioni e stress differenziale per vari minerali si possono riportare i risultati di vari esperimenti in un unico diagramma normalizzandoli, cioè moltiplicando la densità di dislocazioni per il

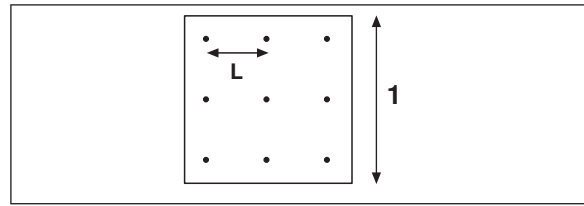


Figura 2-3 Faccia di un cristallo con lato di lunghezza unitaria. I punti rappresentano linee di dislocazione ortogonali alla faccia, distanti L tra loro.

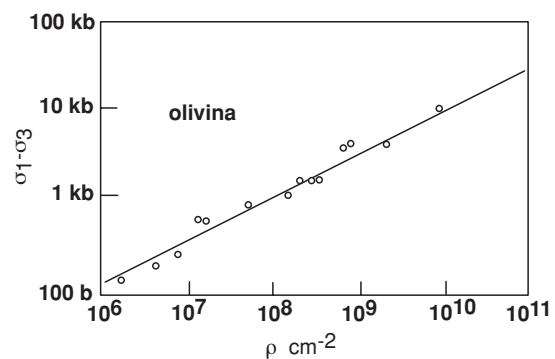


Figura 2-4 Relazione tra densità di dislocazioni e stress differenziale per olivina deformata sperimentalmente.

vettore di Burger del minerale (b) e dividendo lo stress differenziale per il modulo di taglio (μ) (Figura 2-5). Si noti come lo stress differenziale non sia direttamente dipendente dalla variazione di temperatura (T non compare nella relazione precedente), ma lo è in misura minore e indirettamente in quanto il modulo di taglio μ varia con la temperatura.

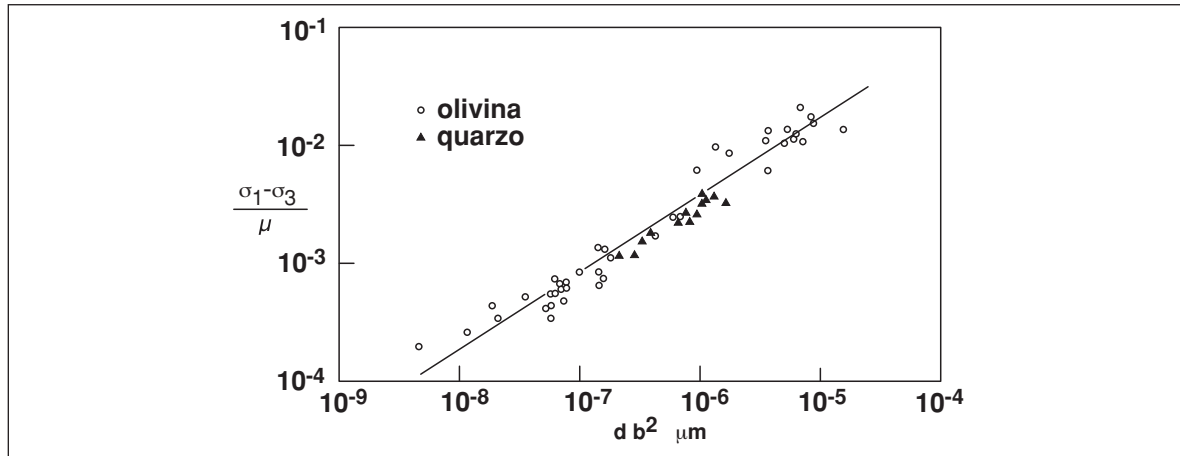


Figura 2-5 . Relazione tra densità di dislocazioni e stress differenziale per olivina e quarzo deformati sperimentalmente. Per l'olivina $\mu=60$ GPa e $b=0.534$ nm; per il quarzo $\mu=44$ GPa e $b=0.5$ nm. DIDASCALIA SBAGLIATA!!

2.2 Piezometri basati sulle dimensioni dei subgrani

Durante una deformazione *steady state* la densità di dislocazioni rimane costante all'interno di un subgrano. Come già visto questo è possibile perché il movimento di dislocazioni ortogonalmente al piano di scorrimento (*climb*) permette il loro spostamento dall'interno verso l'esterno del subgrano, allineandosi lungo i limiti dei subgrani (*titlt wall*, Figura 1-41 e Figura 1-42). La formazione di subgrani è un processo energeticamente favorevole, perché in questo modo il cristallo diminuisce la sua energia interna: lo strain elastico legato alla presenza di una singola dislocazione si annulla con lo strain indotto da un'altra dislocazione in posizione immediatamente sovrastante o sottostante (Figura 1-23).

In un aggregato cristallino durante una deformazione *steady state* l'energia elastica (E_v) legata alla presenza di dislocazioni all'interno di ogni subgrano è uguale all'energia superficiale (E_s) legata all'allineamento di dislocazioni in corrispondenza dei limiti dei subgrani.

L'energia E_v presente in un grano è legata al numero di dislocazioni esistenti è:

$$E_v = w_0 \rho (d_1)^3 \quad 2-9$$

dove w_0 =energia per unità di lunghezza per ogni singola dislocazione; ρ =densità di dislocazioni; d_1 =dimensioni del grano (Figura 2-6a);

L'energia superficiale E_s per ogni singolo subgrano è invece:

$$E_s = 6\gamma (d_2)^2 \quad 2-10$$

dove 6γ =energia superficiale per unità di area, per un subgrano di forma cubica; d_2 =dimensioni del subgrano (Figura 2-6b).

E_v è funzione dello stress ed aumenta all'aumentare dello stress applicato, in quanto aumenta la densità di dislocazioni. Ad elevati stress vi è quindi nei cristalli un'alta energia elastica E_v che deve essere convertita in energia superficiale E_s , perché la relazione $E_v = E_s$ sia sempre valida. Poiché γ può essere considerato costante per una certa differenza di orientazione cristallografica tra due subgrani, E_s può aumentare e bilanciare E_v solamente se il numero dei subgrani all'interno del cristallo aumenta e di conseguenza la superficie per unità di volume diventa maggiore. Questa condizione viene raggiunta diminuendo le dimensioni (d_2) dei subgrani che si formano. Questo spiega perché a stress maggiori ricristallizzano subgrain di dimensioni sempre minori. Empiricamente si trova infatti che:

$$\sigma = K_1 \mu b (d_s)^{-n} \quad 2-11$$

dove σ =stress differenziale durante steady state, K_1 =costante, μ =modulo di taglio, b =vettore di Burger, d_s =dimensioni dei subgrain, n =costante (circa uguale a 1) (Figura 2-7).

2.3 Piezometri basati sulle dimensioni dei grani ricristallizzati

Nell'applicazione di un paleopiezometro basato sulle dimensioni dei grani bisogna sempre ricordare che:

1. le calibrazioni sono valide solo per grani ricristallizzati dinamicamente, in condizioni *steady state* (non durante *work hardening* o *work softening*);
2. la calibrazione viene sempre fornita sulla base di esperimenti di laboratorio ed è applicabile ad una roccia deformata naturalmente solo se il meccanismo deformativo di ricristallizzazione osservato durante l'esperimento è lo stesso che effettivamente ha operato nella roccia;
3. la microstruttura è utilizzabile se non vi è stata ricristallizzazione statica posttettonica;
4. la microstruttura è utilizzabile se non vi sono cristalli di altre fasi mineralogiche che abbiano potuto inibire la crescita dei grani;
5. in sezione sottile bisogna considerare aree in cui la ricristallizzazione sintettonica è stata completa;
6. in sezione sottile non bisogna considerare aree vicine a porfiroclasti rigidi;
7. nell'area esaminata le dimensioni dei grani ricristallizzati devono essere costanti;
8. si devono misurare oltre 100 grani.

Empiricamente si ricava che:

$$\sigma = K_2 \mu b (d_r)^{-p} \quad 2-12$$

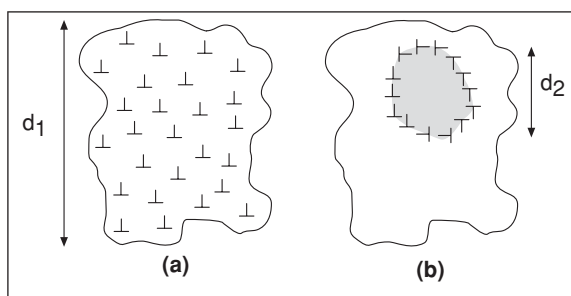


Figura 2-6 (a) Cristallo di dimensioni d_1 con all'interno dislocazioni. (b) Subgrano (in grigio) di dimensioni d_2 , con allineamento di dislocazioni lungo il bordo esterno.

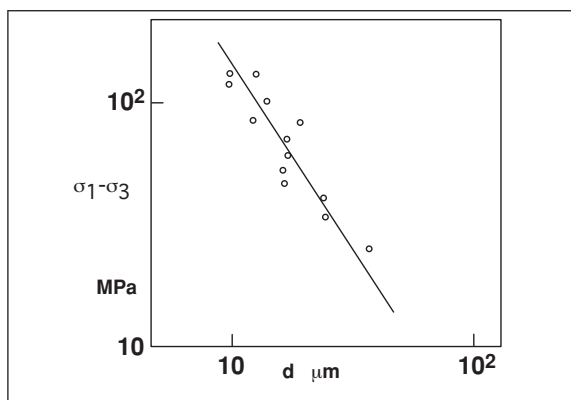


Figura 2-7 Relazione tra dimensione dei subgrani e stress differenziale per olivina.

dove σ =stress differenziale (σ_1 - σ_3) durante la deformazione, K_2 =costante, μ =modulo di taglio, b =vettore di Burger, d_r =dimensioni dei grani ricristallizzati, p =costante (<1).

Per rendere confrontabili i dati relativi a minerali differenti questi vengono riportati in un unico diagramma in cui lo stress applicato viene normalizzato dividendolo per il modulo elastico Γ , mentre le dimensioni dei subgrain vengono divise per il vettore di Burger b . Per ogni minerale il modulo elastico Γ è funzione del modulo di taglio (μ) e del rapporto di Poisson (ν):

$$\Gamma = \frac{\mu}{1 - \nu} \quad 2-13$$

La relazione precedente può quindi essere scritta anche:

$$\frac{\sigma}{\Gamma} = k \left(\frac{d_r}{b} \right) \quad 2-14$$

La Figura 2-8 mostra una compilazioni per vari minerali. Solitamente le dimensioni di grani ricristallizzati per *grain boundary migration* sono maggiori di quelle dei cristalli ricristallizzati per rotazione. Le curve 13, 18, 19, 20 in Figura 2-8 si riferiscono a ricristallizzazione per *grain boundary migration*, le altre a ricristallizzazione per rotazione.

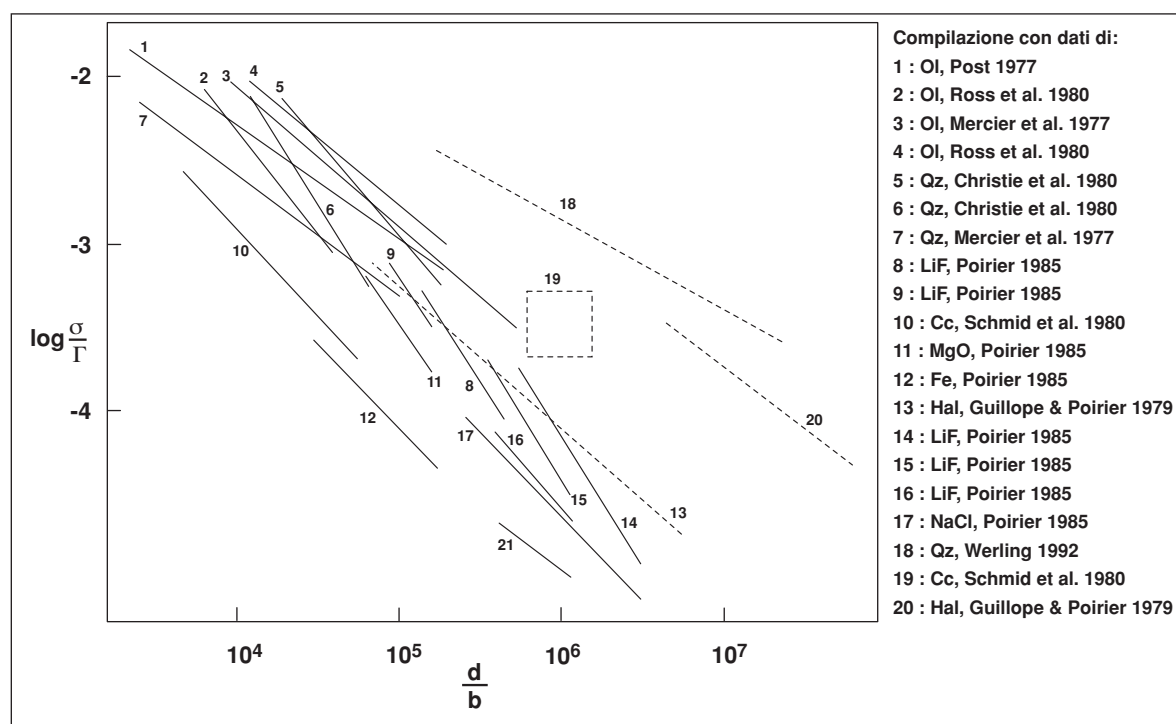


Figura 2-8 Compilazione per vari minerali della variazione delle dimensioni dei subgrani (linee continue) e dei grani ricristallizzati (linee tratteggiate), in funzione dello stress differenziale applicato.

2.4 Stabilità microstrutturale

Generalmente si assume che le microstrutture legate a deformazione intracristallina (densità di dislocazioni, subgrani e grani ricristallizzati) si possano preservare intatte fino alla fine del processo deformativo e che quello che oggi si può osservare in sezione sottile rappresenti (a meno di eventi deformativi successivi o ricristallizzazione statica) la microstruttura di equilibrio du-

rante tale evento. Bisogna tenere conto però che la velocità di deformazione durante un processo geologico cambia nel tempo e che differenti microstrutture si possono formare in diversi istanti dell'evento deformativo. Variazioni della velocità di deformazione e dello stress applicato durante un evento deformativo non sono quindi casi particolari, ma si possono avere molto frequentemente, soprattutto quando si ha la cessazione dell'evento deformativo.

L'esaurimento di una deformazione non avviene in natura in modo istantaneo, ma piuttosto con una progressiva diminuzione della velocità di deformazione. E' importante quindi stabilire se le microstrutture che noi oggi osserviamo riflettono il più alto stress che ha subito la roccia, oppure se si sono formate nelle fasi finali della deformazione e quindi riflettono stress differenziali minori di quello massimo.

Variazioni microstrutturali in un aggregato cristallino sono legate al movimento di dislocazioni. Mentre può essere relativamente facile muovere una singola dislocazione all'interno di un cristallo, più difficile risulta muovere un limite tra due subgrani o tra due grani, in quanto questi sono difetti planari che corrispondono ad allineamenti stabili di più dislocazioni. Muovere un limite tra subgrani o tra grani richiede quindi il movimento contemporaneo di più dislocazioni, tutte allineate tra loro. Conseguenza di questo è che la densità di dislocazioni può variare abbastanza facilmente se lo stress differenziale cambia, mentre le dimensioni dei subgrani e dei grani sono meno suscettibili a variazioni stress.

Il movimento di limiti tra subgrani o tra grani in un aggregato cristallino è possibile solo se le dislocazioni possono riorganizzarsi in configurazioni stabili, e questo può avvenire solo se esse possono spostarsi sia sul piano di scorrimento che nella direzione ad esso ortogonale (*climb*). La velocità con cui si può avere *climb* di dislocazioni controlla quindi la velocità con cui si possono avere modificazioni dei limiti dei subgrani e dei grani. Ad alte temperature questo processo è facilitato.

In Figura 2-9 è riportato l'esempio di un aggregato policristallino deformato con uno stress differenziale di 50 MPa, in cui la deformazione progressivamente cessa. Le curve in Figura 2-9 rappresentano condizioni di equilibrio basate sull'equazione (2) e su relazioni che legano la temperatura con la velocità di movimento dei limiti dei subgrani. Se lo stress diminuisce a temperatura costante seguendo la corrispondente curva in Figura 2-9, la microstruttura sarà sempre in equilibrio, cioè i limiti dei subgrani saranno capaci di spostarsi e le dimensioni dei subgrani saranno quelle effettivamente previste dell'equazione (2) per lo stress presente in quel momento. Se ad una certa temperatura lo stress diminuisce più rapidamente di quanto indicato dalle curve di Figura 2-9, i limiti dei grani non possono però muoversi più velocemente (la loro velocità è funzione della velocità di *climb* delle dislocazioni che a sua volta è funzione della temperatura) e di conseguenza le dimensioni dei subgrani non sono più in equilibrio con lo stress applicato. Le dimensioni dei grani non indicano quindi lo stress effettivamente presente in quel momento nella roccia. Dalla Figura 2-9 è evidente come nel caso di deformazione a bassa temperatura (200 °C), muovendosi i limiti dei subgrani molto lentamente, lo stress deve diminuire molto lentamente per permettere ai limiti dei subgrani di riequilibrarsi. A temperature maggiori la maggiore mobilità dei limiti dei subgrani ha come conseguenza che lo stress può diminuire più velocemente, avendo i limiti dei subgrani una maggiore capacità di riequilibrarsi continuamente.

In Figura 2-10 è riportata solo la curva di equilibrio (curva A) per $T=300$ °C della Figura 2-9. Alla fine di una deformazione si possono avere i seguenti casi:

1. se la diminuzione dello stress avviene lungo la curva A i subgrani saranno sempre liberi di muoversi e sempre in equilibrio con lo stress applicato; le loro dimensioni finali non indicheranno più le condizioni di stress massimo raggiunte dalla roccia in precedenza (50 MPa);
2. se la diminuzione di stress avviene secondo la curva B i grani non potranno muoversi altrettanto velocemente e la microstruttura precedente della roccia si preserverà;
3. se la diminuzione di stress avviene secondo la curva C i limiti dei grani possono muoversi, modificando così la microstruttura precedente;

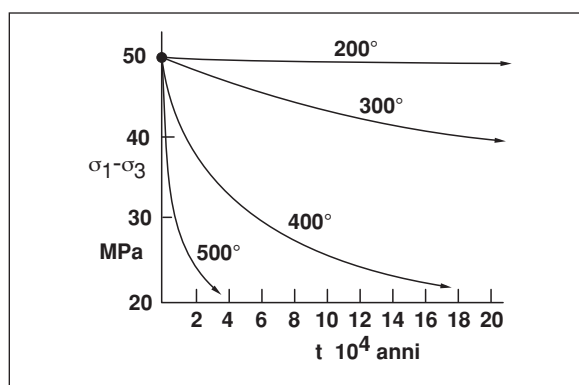


Figura 2-9 Percorsi a temperatura costante che rappresentano le condizioni di stress differenziale richieste per avere subgrani in equilibrio.

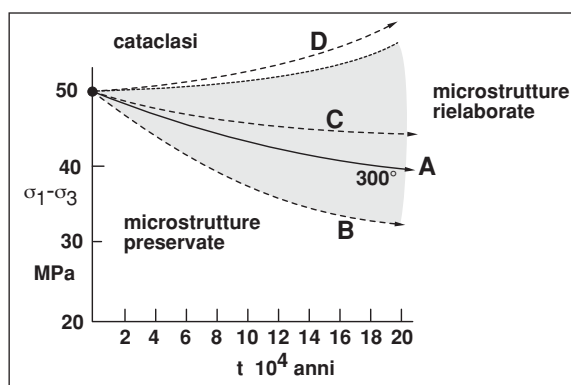


Figura 2-10 Microstrutture risultanti da diverse modalità di variazione dello stress durante una deformazione.

4. se lo stress invece aumenta molto velocemente (curva D), non tutte le dislocazioni avranno la possibilità di raggiungere i limiti dei subgrani e questi non possono muoversi abbastanza velocemente per raggiungere le dimensioni di equilibrio. Si avrà quindi un rapido aumento della densità di dislocazioni, con conseguente *work hardening* che potrà portare alla formazione di instabilità meccaniche o di fratture nella roccia, con conseguente cataclasi.

Solitamente per controllare l'attendibilità dell'applicazione dei vari paleopiezometri in una roccia si confrontano i risultati ottenuti con i vari metodi. Si controlla infatti se i paleopiezometri basati sulla densità di dislocazioni, sulle dimensioni dei subgrani e sulle dimensioni dei grani forniscono risultati identici. Questo però può accadere solo se la velocità di diminuzione dello stress alla fine dell'evento deformativo è sufficientemente alta da preservare le microstrutture relative alla deformazione di più alta temperatura. In Figura 2-11 tre curve rappresentano la capacità dei grani ricristallizzati, dei subgrani e della densità di dislocazioni di variare e di riequilibrarsi in funzione della diminuzione dello stress applicato.

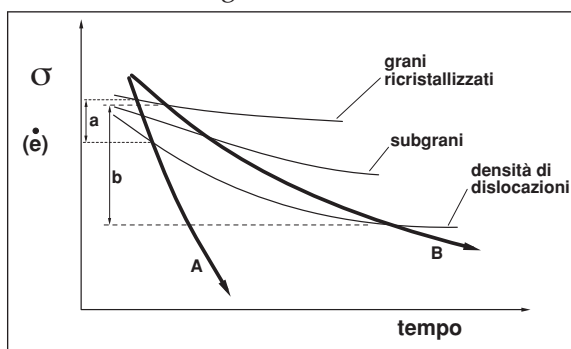


Figura 2-11 Influenza della variazione dello stress sulla possibilità di preservare microstrutture.

Come già discusso, al variare dello stress applicato la densità di dislocazioni varia più velocemente rispetto alla variazione delle dimensioni dei subgrani e dei grani. Se la diminuzione dello stress avviene molto velocemente seguendo il percorso indicato dalla curva A, in un breve intervallo di stress (a) ed in un breve intervallo di tempo, tutte le microstrutture non potranno riequilibrarsi e si preserveranno le microstrutture acquisite a stress maggiori. Se la diminuzione dello stress avviene più lentamente seguendo la curva B, il riequilibrarsi delle microstrutture sarà possibile, sebbene in un ampio intervallo di stress (intervallo b) e di tempo. I grani ricristallizzati registreranno comunque un alto stress, mentre le dimensioni dei subgrani e soprattutto la densità di dislocazioni ci indicheranno valori di stress molto inferiori nel caso della curva B. I valori di stress che possiamo ricavare da un piezometro dipendono quindi dalla suscettibilità della microstruttura ad adattarsi alle nuove condizioni di stress, e dalla velocità con cui lo stress decade alla fine dell'evento deformativo. Informazioni sulle condizioni di più alto stress raggiunto dalla roccia si ottengono da microstrutture che non vengono facilmente alterate dalla variazione dello stress differenziale e in condizioni di bassa temperatura. E' importante inoltre ricordare che condizioni necessarie affinché la determinazione dello stress mediante piezometri sia accurata sono:

1. la microstruttura deve essersi formata in condizioni *steady state*;
2. le costanti che legano lo stress differenziale ai parametri microstrutturali siano determinate sperimentalmente in modo accurato;
3. le costanti sperimentali che si applicano in un caso specifico devono essere state determinate in laboratorio per quel preciso minerale e per quel preciso meccanismo deformativo (es. ricristallizzazione per rotazione, ricristallizzazione per *grain boundary migration*).

2.5 Bibliografia

- 2-1 CHRISTIE, J.M. & ORD, A. 1980 : Flow stress from microstructures of mylonites: example and current assessment. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, pp. 6253-6262.
- 2-2 ETHERIDGE, M.A. & WILKIE, J.C. 1981 : An assessment of dynamically recrystallized grain size as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics*, v. 78, pp. 475-508.
- 2-3 HACKER, B.R., YIN, A., CHRISTIE, J.M. & SNOKE, A.W. 1990 : Differential stress, strain rate, and temperatures during mylonitization in the Ruby Mountains, Nevada; implications for the rate and duration of uplift. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, pp. 8569-8580.
- 2-4 HIRTH, G. & TULLIS, J. 1992 : Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, v. 14, pp. 145-159.
- 2-5 HULL, D. & BACON, D.J. 1984 : *Introduction to Dislocation*. Pergamon Press, Oxford, 257 pp.
- 2-6 MERCIER, J.-C., ANDERSON, D.A. & CARTER, N.L. 1977 : Stress in the lithosphere: inference from steady state flow of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, v. 115, pp. 199-226.
- 2-7 NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. 1976 : *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, London, 444 pp.
- 2-8 POIRIER, J.-P. 1985 : *Creep of Crystals*. Cambridge University Press, Cambridge, 260 pp.
- 2-9 PRIOR, D., KNIPE, R.J. & HANDY, M.R. 1990 : Estimates of the rates of microstructural change in mylonites. In: Knipe, R.J. & Rutter, E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London Special Publications, v. 54, pp. 309-320.
- 2-10 SCHMID, S.M., PATERSON, M.S. & BOLAND, J.N. 1980 : High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, v. 65, pp. 245-280.
- 2-11 TWISS, R.J. & MOORES, E.M. 1992 : *Structural Geology*. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- 2-12 TWISS, R.J. 1986 : Variable sensitivity piezometric equations for dislocation density and subgrain diameter and their relevance to olivine and quartz. In: Hobbs, B.E. & Heard, H.C. (Eds.), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 36, pp. 247-262.

3 MECCANISMI DEFORMATIVI

Il modo in cui una roccia sottoposta a stress si deforma è funzione di numerosi fattori. E' funzione di alcuni parametri esterni quali ad esempio pressione, temperatura, stress applicato, presenza e natura di fluidi, ecc., e parametri propri della roccia quali composizione mineralogica, dimensioni dei granuli, porosità, permeabilità, ecc.. L'insieme dei processi materiali attivi in una roccia che si deforma definiscono un *meccanismo deformativo* e producono microstrutture caratteristiche nella roccia. L'identificazione del meccanismo deformativo operante durante una deformazione si basa perciò sul riconoscimento delle microstrutture che questo produce.

I meccanismi deformativi che possono operare in rocce sono:

1. **cataclasi**, in cui si ha fratturazione, perdita di coesione e scivolamento tra i granuli;
2. **plasticità**, con deformazione intracristallina per movimento di dislocazioni o per geminazione;
3. **scivolamento viscoso**, in cui lo strain è accomodato da diffusione di materia;
4. **dissoluzione e riprecipitazione** (*pressure solution*), con diffusione e trasporto di materia assistito dalla presenza di fluidi intergranulari.

Il meccanismo deformativo di cataclasi porta ad un flusso con scivolamento relativo dei grani (*frictional flow*) fortemente dipendente dalla pressione; i meccanismi deformativi di plasticità, scivolamento viscoso e dissoluzione e riprecipitazione portano ad un flusso viscoso (*viscous flow*) attivato soprattutto dalla temperatura.

3.1 Cataclasi

Lo sviluppo di una deformazione fragile in una roccia, cioè associata alla formazione di fratture, è fortemente influenzata dalle condizioni di pressione presenti, e non come nella deformazione plastica, dalla temperatura. Essendovi formazione di fratture, vene, ecc. questo tipo di deformazione è accompagnato da un aumento del volume totale della roccia (dilatanza). Per questo motivo la deformazione fragile è molto comune a livelli strutturali superficiali, mentre diminuisce di importanza con la profondità.

3.1.1 Fratturazione

Un corpo sottoposto a stress si romperà producendo una frattura su cui si avrà movimento, quando su una superficie si raggiunge uno sforzo di taglio:

$$\tau = \tau_0 + \sigma_n \tan \phi \quad 3-1$$

dove τ = sforzo di taglio, τ_0 = coesione, σ_n = sforzo normale, ϕ = angolo di attrito interno, $\tan \phi$ = coefficiente di attrito interno. Questo è il Criterio di Mohr-Coulomb e permette di stabilire, mediante costruzione con il cerchio di Mohr, l'orientazione della superficie su cui si ha rottura rispetto alla direzione dello stress applicato (Figura 3-1).

Nel caso di una roccia già fratturata per avere movimento bisogna competere solo contro la resistenza allo scorrimento, mentre non ha più alcuna importanza la coesione interna della roccia. Quindi in un corpo sottoposto a stress si avrà movimento su una frattura preesistente quando su di essa:

$$\tau = \sigma_n \mu \quad 3-2$$

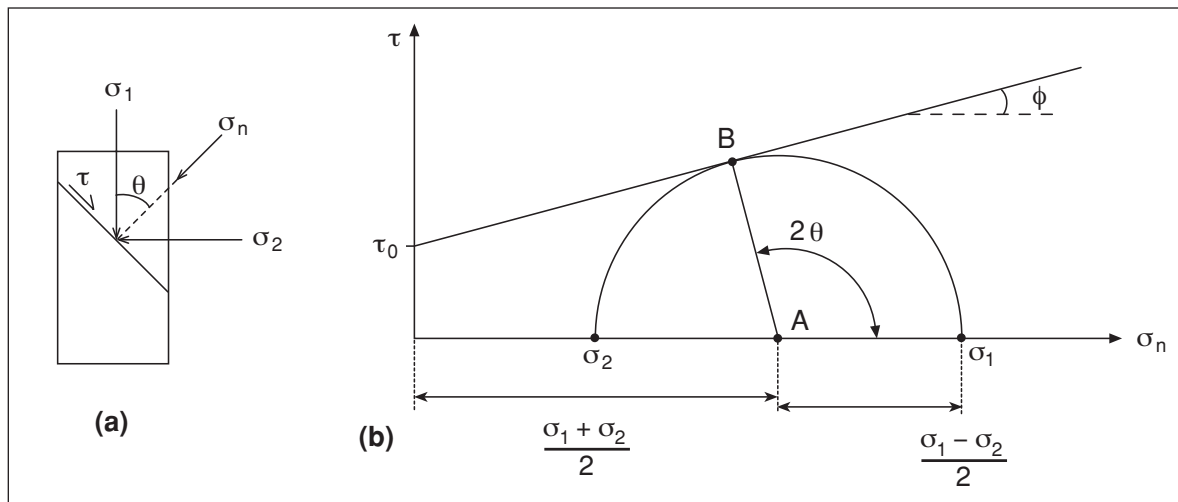


Figura 3-1 Costruzione del cerchio di Mohr.

dove μ = coefficiente di frizione

Generalmente il coefficiente di frizione è maggiore del coefficiente di attrito interno (Figura 3-2). Nel caso di fluidi con una pressione P_f all'interno della roccia, questi diminuiranno lo stress che effettivamente agisce su ogni potenziale superficie di frattura. In un diagramma τ/σ il cerchio di Mohr subisce uno spostamento verso sinistra pari alla pressione dei fluidi (Figura 3-3).

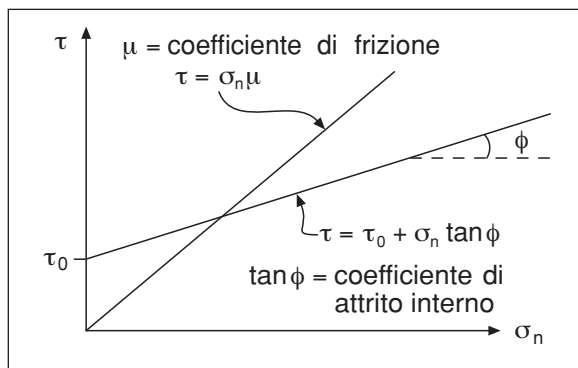


Figura 3-2 Rapporto tra coefficiente di frizione e coefficiente di attrito interno.

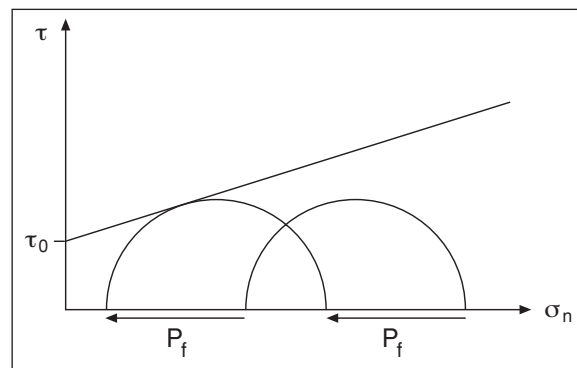


Figura 3-3 Spostamento del cerchio di Mohr a seguito di una pressione interstiziale P_f .

Per un certo stato di stress sono possibili tre tipi di deformazione, che rappresentano tre diversi campi in un diagramma τ/σ (Figura 3-4):

1. deformazione viscoso/plastica al di sopra del limite di plasticità τ_y . Non si hanno fratture, la deformazione viene accomodata dal movimento di dislocazioni (campo 1).
2. quando il cerchio di Mohr tocca la linea la cui inclinazione è il coefficiente di frizione, si avrà riattivazione di una frattura preesistente. Tutto lo strain è accomodato dal movimento localizzato lungo questa singola frattura (campo 2).
3. quando il cerchio di Mohr tocca la linea che rappresenta il criterio di Mohr-Coulomb, si avrà formazione di una nuova frattura e movimento su di essa (campo 3). Se la deformazione continua, non viene riattivata la frattura appena formata, ma si sviluppa ulteriore nuova frattura. Lo strain in questo modo è accomodato dal movimento su numerose fratture, che portano ad una deformazione diffusa e non localizzata della roccia (flusso cataclastico).

In un caso naturale, in cui lo stress applicato aumenta progressivamente nel tempo, si può avere prima riattivazione di vecchie fratture e solo successivamente formazione di nuove.

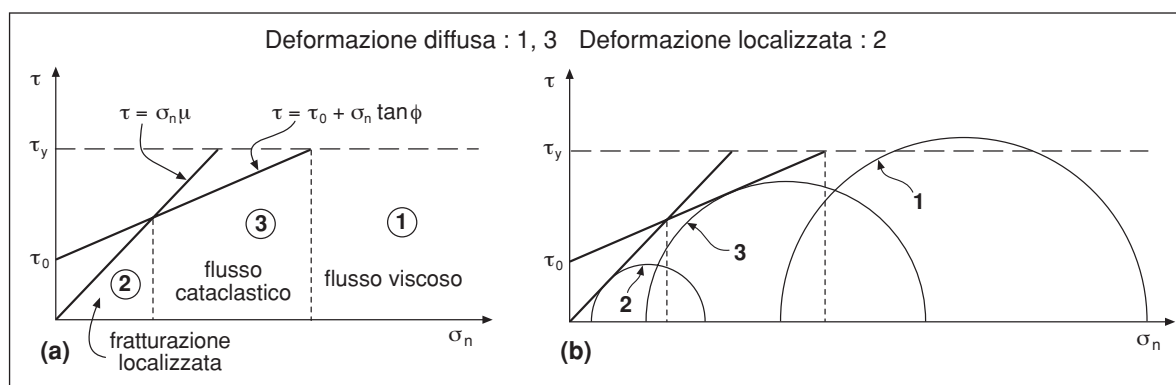


Figura 3-4 Flusso viscoso, flusso cataclastico e fratturazione localizzata in un diagramma τ/σ .

Come si è visto, la presenza di fluidi provoca uno spostamento del cerchio di Mohr verso sinistra. Questo spostamento può portare il cerchio a contatto con una delle due linee. Si può quindi avere che l'immissione di fluidi induca la riattivazione di vecchie superfici, oppure la fratturazione e la formazione di nuove (*hydraulic fracturing*).

Quanto visto finora spiega perché in profondità (alto σ e alta P) si ha spesso una deformazione diffusa (flusso cataclastico) con formazione di numerose superfici di frattura, superfici di taglio, faglie, sovrascorrimenti, ecc., mentre a livelli più superficiali (basso σ e bassa P) la deformazione spesso risulta nella riattivazione nel tempo degli stessi lineamenti tettonici.

3.1.2 Cataclasi e flusso cataclastico

Cataclasi è un meccanismo deformativo in cui le dimensioni dei grani diminuiscono a seguito dello sviluppo di microfratture a tutte le scale, sulle quali si ha scivolamento. Questo porta ad un aumento di volume (dilatanza, Figura 3-5), allo scivolamento relativo tra i grani lungo le fratture e alla rotazione passiva tra i grani o i frammenti di grani. In genere durante questo processo si ha una diminuzione della grana e del grado di selezionamento della roccia, con un ampio spettro delle dimensioni dei granuli (Figura 3-6a). La struttura cristallografica interna dei singoli cristalli non cambia durante questo processo.

Lo scivolamento lungo fratture o tra granuli è fortemente influenzato dallo stress normale applicato (*frictional*); ugualmente funzione dello stress applicato è la dilatanza, cioè la possibilità di aumentare di volume. Ne consegue che la resistenza, cioè la possibilità di una roccia di deformarsi per cataclasi, è funzione della pressione effettiva cui la roccia è sottoposta (differenza tra pressione litostatica e pressione dei fluidi) e quindi della profondità. Temperatura, velocità di deformazione e composizione della roccia sono di importanza subordinata in questo meccanismo deformativo.

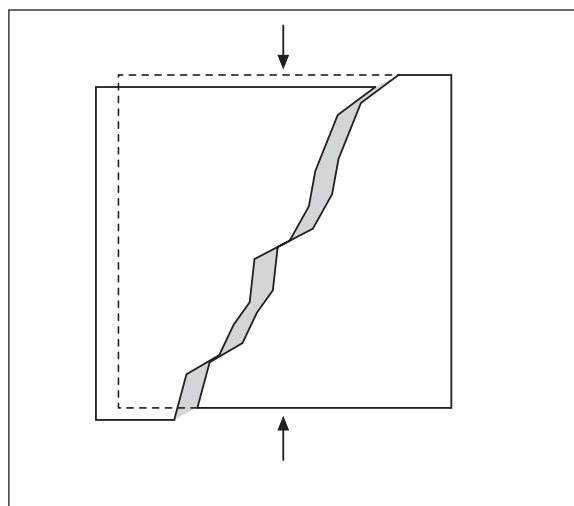


Figura 3-5 Fratturazione di un cristallo e scivolamento delle due parti. Se la frattura non è una superficie piana si avrà formazione di vuoti (in grigio) che portano ad un aumento del volume (dilatanza).

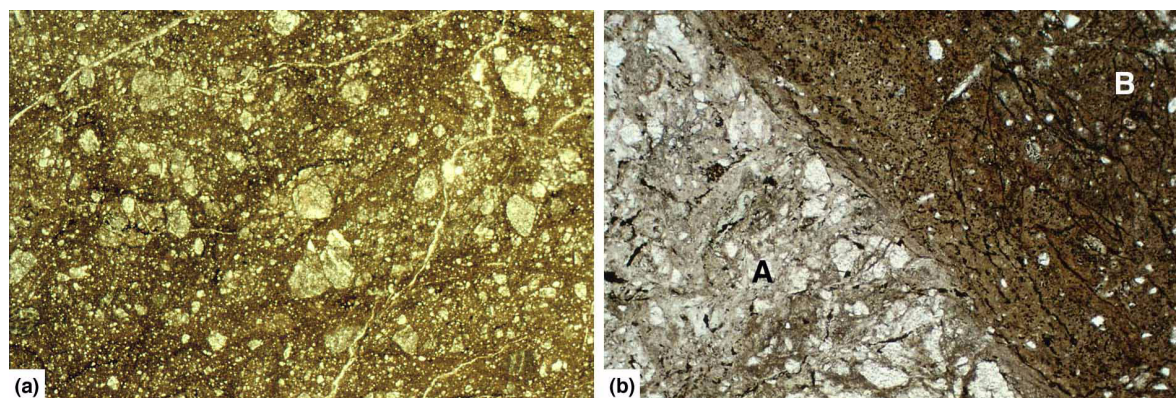


Figura 3-6 (a) Cataclasite in un calcare. (b) Zona di contatto tra una cataclasite (A) e una pseudotachilite (B).

La temperatura diventa importante solo se a seguito di deformazioni estremamente veloci essa può aumentare molto, fino a produrre una parziale fusione della roccia formando così **pseudotachiliti** (Figura 3-6b). Con il termine pseudotachilite si intende una roccia vetrosa formata a seguito di movimenti molto rapidi lungo un piano di faglia, spesso all'interno si riconoscono frammenti della roccia circostante, strutture tipo sferuliti e minerali solo parzialmente fusi o corrosi. Il contatto tra la pseudotachilite e la roccia incassante è in genere netto (Figura 3-6b). In affioramento in prossimità di una zona di faglia si osservano comunemente delle fratture, lungo queste fratture si possono iniettare pseudotachiliti formando così delle vene (Figura 3-7). La formazione di queste vene fa sì che il fuso si allontani velocemente dalla superficie di faglia, questo motivo, assieme all'evidenza che le pseudotachiliti non si sviluppano molto comunemente in natura, fa sì che queste rocce abbiano un'importanza relativa per il controllo della reologia di una roccia.

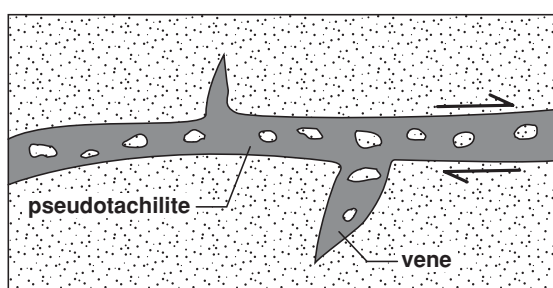


Figura 3-7 Schema di pseudotachilite (in grigio) lungo un piano di faglia.

Il meccanismo deformativo di cataclasi può essere attivo in una deformazione localizzata, ad esempio lungo faglie o in zone di taglio (Figura 3-8). In questo caso lo spessore della cataclasite è molto inferiore rispetto alle dimensioni della faglia o della zona di taglio. Cataclasi può operare anche in deformazioni non localizzate, con uno strain distribuito in un'ampia fascia. In questo caso si parla di deformazione per **flusso cataclastico** (Figura 3-8).

3.2 Plasticità

3.2.1 Meccanismi di ricristallizzazione plastica

Plasticità è un termine che comprende meccanismi deformativi in cui la deformazione è intragranulare e legata al movimento di dislocazioni all'interno del cristallo. Plasticità può essere ulteriormente suddivisa in *dislocation glide* e *dislocation creep*.

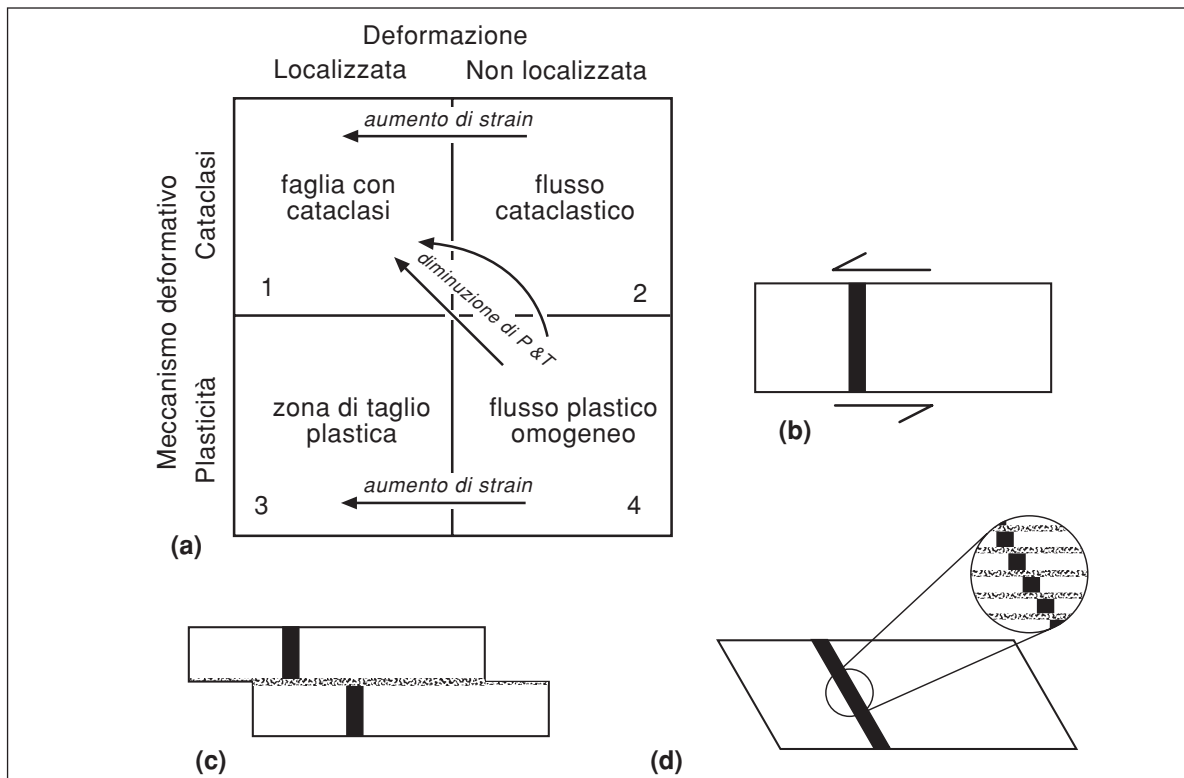


Figura 3-8 Meccanismi deformativi e localizzazione della deformazione.

Dislocation glide

Durante una deformazione plastica per *dislocation glide* si ha nucleazione e movimento di dislocazioni sempre sui soliti piani reticolari, cioè non si ha *climb* e movimento verticale di dislocazioni. L'interazione tra dislocazioni su un piano reticolare rende difficoltoso il loro ulteriore movimento (*strain hardening*) e di conseguenza *dislocation glide* porta a cataclasi se si ha aumento di stress. Questo meccanismo è attivo a basso stress e basse temperature omologhe. Microstrutture tipiche di *dislocation glide* sono *dislocation lamellae* (Figura 3-9), estinzione ondulata (Figura 3-10a, Figura 3-11a), bande di deformazione (*deformation band*, Figura 3-10b, Figura 3-11b), *kink band*, geminati da deformazione.

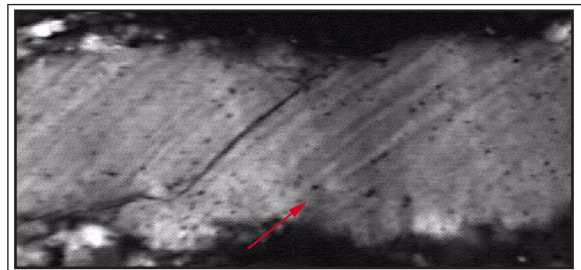


Figura 3-9 Deformation lamellae, indicate dalla freccia, in un cristallo di quarzo.

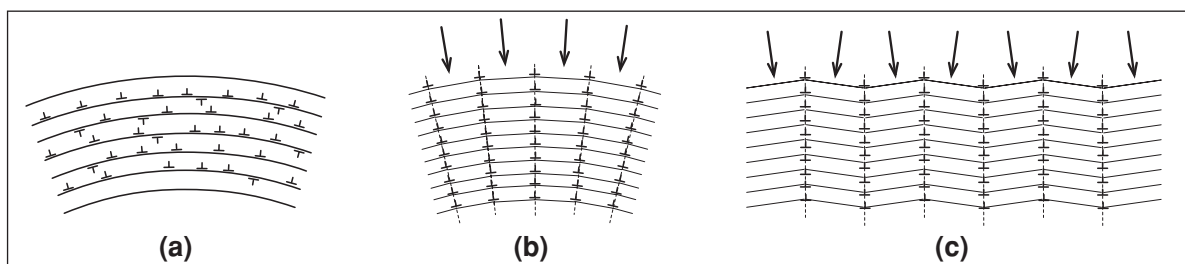


Figura 3-10 (a) Estinzione ondulata. (b), (c) Bande di deformazione (indicate dalle frecce).

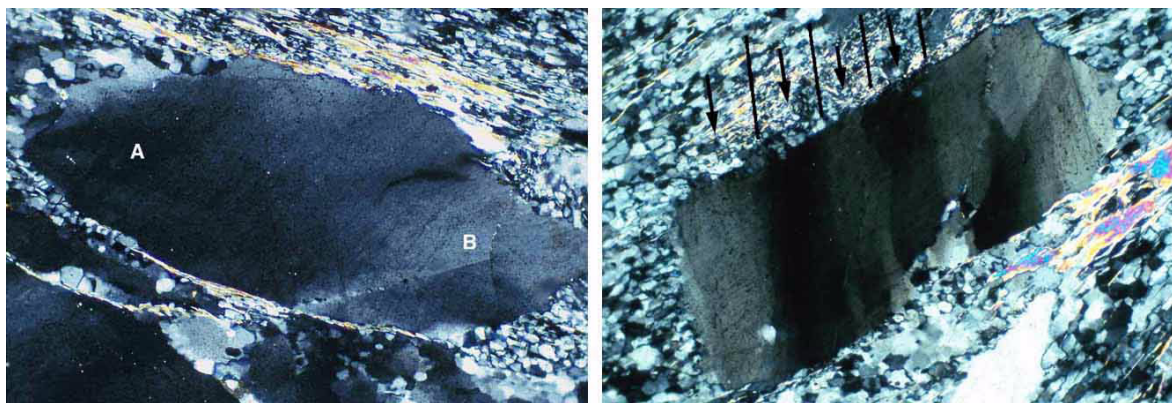


Figura 3-11 (a) Porfiroclasto di quarzo con evidenze di estinzione ondulata. Si noti la graduale variazione di illuminazione tra l'area A e l'area B indicativa di una graduale variazione di orientazione tra le due parti del reticolo cristallino. (b) Porfiroclasto di quarzo con *deformation band*. La variazione di illuminazione tra le varie parti del cristallo è netta e si individuano bande nel cristallo con uguale illuminazione, cioè con uguale orientazione cristallografica.

Dislocation creep

Durante una deformazione plastica per *dislocation creep* nucleazione e movimento di dislocazioni avvengono su piani reticolari differenti all'interno del solito cristallo (*climb*). La continua eliminazione e riorganizzazione di dislocazioni su piani a bassa energia (*syntectonic recovery*) porta alla formazione di subgrani (Figura 3-12a), di grani (Figura 3-12b) e alla migrazione dei limiti

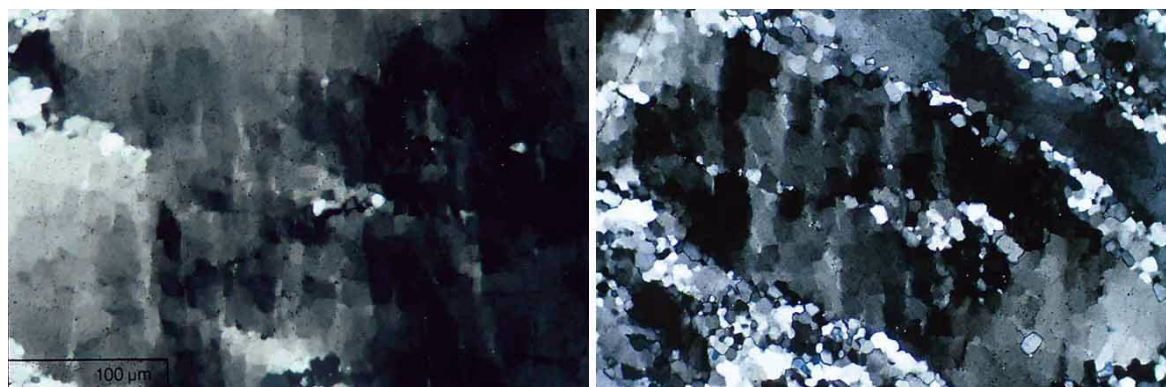


Figura 3-12 (a) Inizio dello sviluppo di subgrani all'interno di un cristallo di quarzo. (b) Fase di avanzata formazione di subgrani e nuovi grani all'interno di un singolo cristallo di quarzo.

tra i grani (*grain boundary migration*, Figura 3-13). L'eliminazione e riorganizzazione di dislocazioni rende possibile deformazioni con valori di strain molto elevati (*strain softening*). *Dislocation creep* è attivo a medie ed alte temperature omologhe.

La transizione *dislocation glide-dislocation creep* è fortemente influenzata dalla temperatura, mentre la dimensione finale dei granuli dipende dalla granulometria iniziale e dallo stress differenziale applicato, e solo subordinatamente dalla temperatura e dalla velocità di deformazione.

La formazione di nuovi grani per rotazione durante *dislocation creep* avviene partendo dalle zone esterne del cristallo originario; in questo modo si possono osservare cristalli in cui il nucleo è preservato ed è circondato subgrani e da grani di dimensioni minori (strutture *core-mantle*, Figura 3-14). Se la ricristallizzazione procede nuovi subgrani si formeranno all'interno del grano originario, fino a portare alla sua completa oblitterazione.

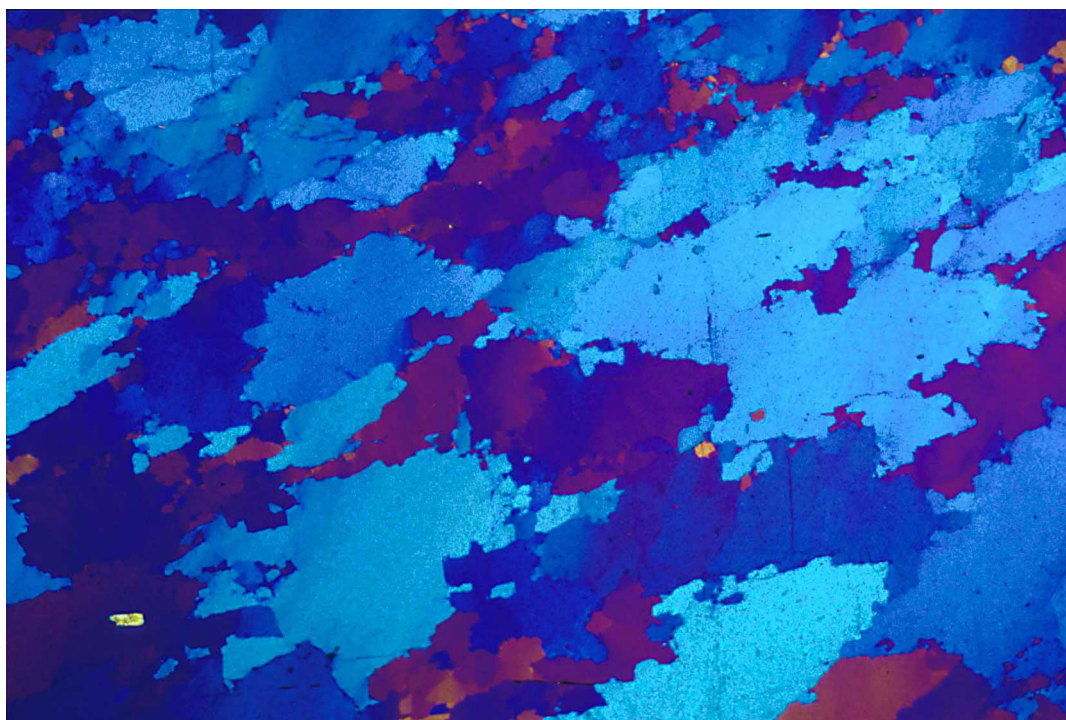


Figura 3-13 Quarzite ricristallizzata per *grain boundary migration*.

Subgrani e nuovi grani sono quindi microstrutture indicative di deformazione mediante *dislocation creep* con alti valori di strain, anche se internamente ai granuli non vi sono evidenze ottiche di deformazione (Figura 3-15).

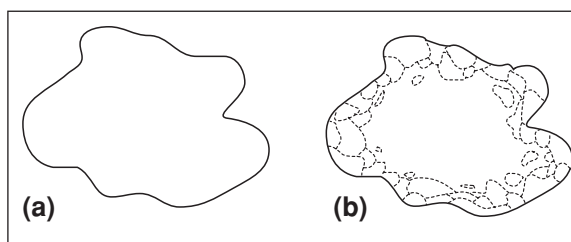


Figura 3-14 Struttura *core-mantle* in un cristallo ricristallizzato dinamicamente.

3.2.2 Ricristallizzazione dinamica

Sulla base di quanto detto finora è possibile comprendere tutte le microstrutture che si formano durante una deformazione in cui il meccanismo deformativo è quello della plasticità. La più importante osservazione è che *una deformazione plastica è sempre accompagnata da ricristallizzazione, detta ricristallizzazione dinamica o ricricristallizzazione sintettonica*. La ricristallizzazione sintettonica è il modo di riduzione dell'energia elastica presente nel cristallo legata alla presenza di dislocazioni.

La densità di dislocazioni viene diminuita e mantenuta a valori bassi da:

- a) movimento di dislocazioni su piani reticolari di scorrimento, *climb* e loro riorganizzazione lungo i limiti tra subgrani e i limiti tra grani (ricristallizzazione per rotazione). L'allineamento di dislocazioni lungo limiti tra subgrani a bassa energia è anche detto *syntectonic recovery*;
- 1. migrazione dei limiti tra i grani da zone del cristallo a bassa densità di dislocazioni verso zone ad alta densità di dislocazioni (*grain boundary migration*). Migrazione può interessare anche limiti tra geminati o tra *kink band*.

La ricristallizzazione per rotazione avviene a temperature omologhe basse e porta ad una diminuzione della grana della roccia. La ricristallizzazione per *grain boundary migration* avviene a temperature omologhe medio-alte e porta ad una diminuzione o ad un aumento della grana della roccia, a seconda delle dimensioni iniziali dei grani e della temperatura. Se vi è un aumento delle dimensioni dei grani, i limiti avranno le caratteristiche forme lobate e a cuspidi.

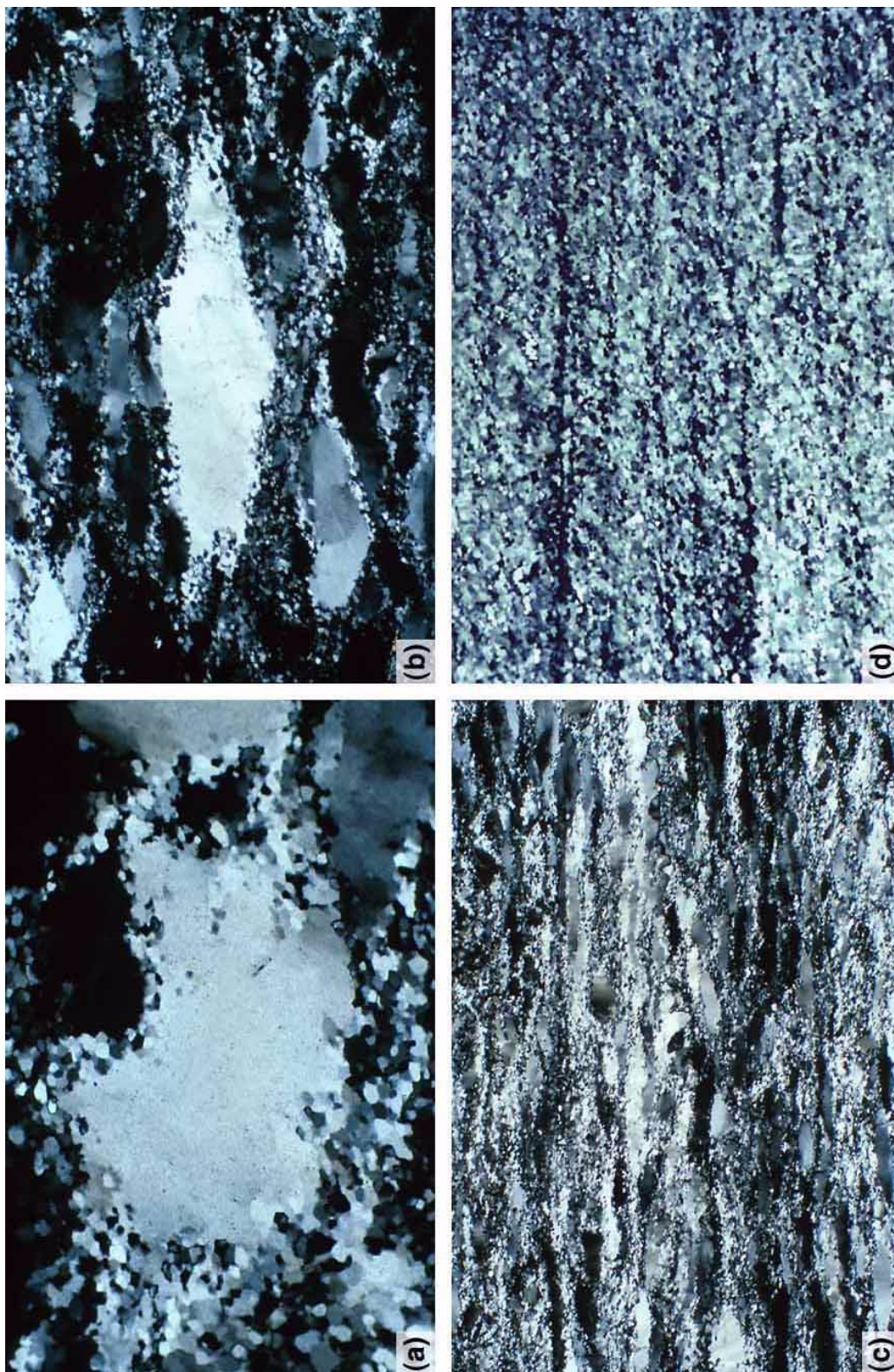


Figura 3-15 Microstrutture in quarziti deformate plasticamente. (a) A bassa deformazione si osservano nuovi granuli ricristallizzati che circondano grani indeformati. (b), (c) All'aumentare della deformazione aumentano i grani ricristallizzati, pochi grani indeformati sopravvivono. (c) Ad alto strain viene obliterata ogni microstruttura precedente e la roccia è formata da soli grani ricristallizzati per rotazione. Non sono presenti orientazioni preferenziali della forma dei grani.

Ricristallizzazioni per rotazione e per *grain boundary migration* possono avvenire anche contemporaneamente lungo i limiti tra grani, tra geminati o tra kink band. Se si ha migrazione a piccola scala negli stadi iniziali della deformazione, il successivo movimento di dislocazioni può portare alla rotazione e all'inividuazione di un nuovo grano (Figura 3-16, Figura 1-44).

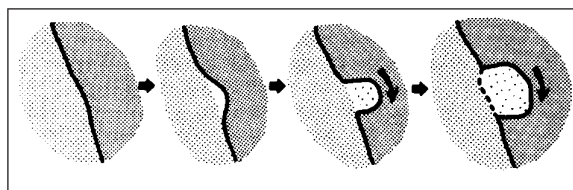


Figura 3-16 Ricristallizzazione per *grain boundary migration* a piccola scala.

La Figura 3-17 illustra il progressivo sviluppo di microstrutture in un marmo sottoposto a deformazione sperimentale.

Oltre ai caratteri microstrutturali già visti (estinzione ondulata, deformation band, subgrani, grani) la ricristallizzazione dinamica conduce allo sviluppo di foliazioni complesse e di orientazioni cristallografiche preferenziali nella roccia. Questi ultimi caratteri saranno discussi in seguito nel Capitolo 5 "Indicatori cinematici" a pag. 91.

3.3 Scivolamento viscoso

Questo meccanismo deformativo (assieme a quello di dissoluzione e riprecipitazione) diventa importante nella deformazione di una roccia se le dimensioni iniziali dei grani sono abbastanza piccole da permettere ai processi di trasferimento di materia di procedere, e perciò di accomodare strain, con una velocità maggiore rispetto al meccanismo di plasticità, legato quest'ultimo alla velocità di movimento delle dislocazioni nel cristallo.

Allo stato solido diffusione risulta dal movimento di difetti reticolari in un cristallo sottoposto a stress. Nel caso di difetti quali siti reticolari vacanti, lo stress applicato può indurre un atomo ad occupare un sito vacante, lasciando di conseguenza dietro di sé un altro sito reticolare non occupato (Figura 3-18). Durante diffusione di conseguenza il movimento di atomi in una direzione è bilanciato dal movimento di difetti nella direzione opposta (Figura 3-19).

Ad alte temperature e basso stress diffusione avviene all'interno del cristallo (*Nabarro-Herring creep*, Figura 3-20); a temperature minori diffusione è invece limitata ad una zona in corrispondenza del limite del cristallo (*Coble creep*).

Caratteri tipici di questo meccanismo deformativo, oltre alla grana ridotta della roccia, sono la debole orientazione preferenziale di forma e cristallografica dei cristalli (superplasticità).

3.4 Dissoluzione e riprecipitazione

Questo meccanismo implica il trasporto di materia mediante una fase fluida intragranulare in cui un minerale può entrare in soluzione e da cui successivamente può ricristallizzare.

Dissoluzione avviene in quella parte della superficie dei grani su cui agisce σ_1 . Gli atomi si dissolvono nella fase fluida, vengono trasportati lungo i limiti tra i grani e quindi riprecipitano in zone a basso stress.

Dissoluzione e riprecipitazione sono particolarmente efficienti se la grana della roccia è piccola e sono fortemente influenzati dalla presenza e composizione della fase fluida e dalla composizione e permeabilità della roccia. E' un meccanismo molto diffuso di deformazione in rocce in condizioni di bassa temperatura e pressione, ma generalmente non può accomodare una grande quantità di strain, se paragonato agli altri meccanismi deformativi.

3.5 Transizione fragile-“duttile”

Il termine “fragile” riferito ad una deformazione ha un preciso significato meccanico e implica il meccanismo deformativo di cataclasi, cioè un tipo di deformazione in cui si ha formazione di fratture e in cui lo strain viene accomodato da scivolamento dei grani lungo esse. Una definizione altrettanto chiara dal punto di vista meccanico non esiste per il termine “duttile”.

Per “duttilità” si intende la capacità di un materiale di deformarsi in modo diffuso e uniforme, una roccia che ha un comportamento duttile è una roccia che se sottoposta a stress può acquisire una certa quantità di deformazione (strain) prima di giungere a rottura. Una certa deformazione però può essere duttile ad una certa scala di osservazione e non esserlo più ad un'altra scala. Una faglia, per esempio (Figura 3-22), può essere legata ad una deformazione localizzata, cioè ad una deformazione non uniformemente diffusa (Figura 3-22a). Ad una scala di osservazione maggiore (Figura 3-22b) la stessa deformazione può apparire diffusa, mentre non lo è nuovamente più ad una scala ancora maggiore (Figura 3-22c). Queste considerazioni non necessitano di prendere in considerazione il meccanismo deformativo attivo durante la deformazione (cataclasi, plasticità, dissoluzione, ecc.). Si può quindi affermare che tutte le rocce che hanno subito deformazione mostrano una deformazione duttile (o fragile) a seconda della scala di osservazione.

Nella letteratura geologica si incontra spesso il concetto di “transizione fragile/duttile”; questo concetto può generare confusione perché associa il termine fragile, con un ben definito significato meccanico, al termine duttile che invece non ha alcun significato meccanico preciso. Come vedremo più in dettaglio in seguito (Capitolo 6.2), un comportamento duttile ad una certa scala di osservazione può risultare da uno qualsiasi dei meccanismi deformativi possibili (cataclasi, plasticità, scivolamento viscoso, dissoluzione e riprecipitazione).

Per descrivere i caratteri e i meccanismi deformativi in una zona deformata (es. faglia, zona di taglio, ecc.) è più opportuno quindi distinguere tra “deformazione localizzata-deformazione non localizzata (o diffusa)” oppure tra “comportamento con scivolamento tra i grani-comportamento viscoso” oppure parlare di “transizione tra comportamento fragile (cataclasi) e plasticità”. La Tabella 3-1 riporta i valori di temperatura al di sopra dei quali si ha transizione da comportamento fragile (cataclasi) a plasticità per vari minerali.

Tabella 3-1 Temperature di transizione cataclasi-plasticità per vari minerali.

Minerale	Temperatura	Bibliografia
Anidrite	70 °C	[3-10]
Calcite	180 °C	[3-2]
Quarzo	270 °C	[3-4]
Feldspati	450-500 °C	[3-22]
Olivina	700 °C	[3-8]

3.6 Cataclasiti e miloniti

Queste rocce si formano in presenza di una deformazione localizzata, a seguito cioè di una localizzazione dello strain che porta allo sviluppo di una zona di faglia.

Cataclasiti sono rocce in cui la maggiore parte dello strain viene accomodato dal meccanismo deformativo di cataclasi.

Affioramenti di rocce cataclastiche sono generalmente caratterizzati da una fratturazione ed un'alterazione diffusa. E' possibile distinguere cataclasiti prive di coesione (brecce di frizione) da cataclasiti con coesione. La coesione della roccia può essere originaria, cioè posseduta anche durante la deformazione oppure essere acquisita secondariamente a seguito di fenomeni di cementazione.

Miloniti sono rocce in cui la maggiore parte dello strain viene accomodato dai cristalli mediante uno tra i meccanismi deformativi di tipo viscoso, cioè plasticità, scivolamento viscoso, dissoluzione e riprecipitazione.

In rocce polimineraliche la fase che si deforma più facilmente accomoda lo strain totale della roccia se può formare una matrice continua attorno alle fasi più competenti (Figura 3-23). Queste ultime formano boudinage o clasti, a seconda del contrasto di competenza.

In miloniti sono solitamente molto evidenti lineazioni di estensione, che risultano da uno strain rotazionale non coassiale su fasi mineralogiche (o aggregati polimineralici) con contrasto di competenza tra loro. Lineazioni possono essere difficili da riconoscere se lo strain è di tipo "oblato", se il contrasto di competenza tra i minerali è debole, oppure se una ricristallizzazione post-tettonica ha obliterato la microstruttura milonitica.

Reazioni tra fasi mineralogiche durante lo sviluppo di miloniti possono portare a variazioni del rapporto volumetrico tra le fasi, a variazioni del contrasto di competenza, ad un cambiamento del meccanismo deformativo operante, e di conseguenza a modificazioni della microstruttura e del comportamento reologico della roccia. Queste reazioni possono essere legate ad un metamorfismo regionale che interessa anche le rocce al di fuori della zona milonitica, oppure possono essere limitate alla zona di taglio per motivi di cinetica delle reazioni chimiche oppure a causa della maggiore permeabilità della roccia.

La localizzazione della deformazione che porta alla milonitizzazione è un processo complesso, probabilmente iniziato da instabilità reologiche primarie in corrispondenza di discontinuità strutturali o litologiche. I cambiamenti microstrutturali che avvengono lungo queste discontinuità fin dagli stadi iniziali della deformazione facilitano il progressivo procedere della deformazione stessa ("*strain softening*", "*work softening*"). La progressiva facilità con cui una roccia può milonitizzarsi rende difficile il riconoscimento dei caratteri microstrutturali legati ai primi stadi della deformazione, quando *strain hardening* (e forse cataclasi) dovevano essere operanti. Queste microstrutture precoci possono talvolta essere riconosciute in clasti di miloniti più evolute.

La definizione genetica adottata di classificazione di miloniti e cataclasiti sulla base del principale meccanismo deformativo operante è valida per tutti i tipi di roccia e rende non necessaria una classificazione in proto-, blasto-, orto- e ultramiloniti, in quanto questa è applicabile solo a rocce quarzo-feldspatiche ricristallizzate dinamicamente per rotazione.

I vari caratteri che permettono una distinzione tra cataclasiti e miloniti sono riassunti in Tabella 3-2, mentre in Tabella 3-3 sono riportati i caratteri microstrutturali che permettono il loro riconoscimento in sezione sottile.

3.7 Processi di *work softening*

In natura cataclasiti e miloniti sono solitamente localizzate in zone taglio che hanno spessori molto minori (da qualche centimetro a qualche chilometro) rispetto alla loro estensione longitudinale (da qualche metro a parecchie decine di chilometri). E' quindi giustificato pensare che durante la deformazione intervengano processi di *work softening* (o *strain softening*) che portano alla localizzazione della deformazione. Qui di seguito sono illustrati i principali, i primi due sono legati ai meccanismi di ricristallizzazione sintettonica, gli altri sono dovuti ad altre cause.

Variazione del meccanismo deformativo

I meccanismi di ricristallizzazione dinamica (es. ricristallizzazione per rotazione) possono portare ad una diminuzione delle dimensioni dei granuli e quindi ad un cambiamento del meccanismo deformativo, verso un meccanismo quale scivolamento viscoso. Tutto questo può avvenire se le dimensioni dei granuli ricristallizzati sono sufficientemente piccole ($<10\mu\text{m}$) e se esistono

altre fasi mineralogiche che impediscono la successiva crescita. Questa variazione è spesso documentata in miloniti carbonatiche.

Localizzazione "geometrica"

In zone di taglio i processi di ricristallizzazione portano allo sviluppo di orientazioni cristallografiche preferenziali e all'orientazione dei piani reticolari su cui si ha movimento di dislocazioni parallelamente ai limiti della zona di taglio (vedi Capitolo 4.4 a pag. 77). Questo porta a *work softening* e localizzazione della deformazione, è comune in quarzo miloniti e olivin-miloniti.

Localizzazione della deformazione si può avere in rocce con una fase più facilmente deformabile che si riorganizza a formare livelli continui, oppure in rocce in cui una anisotropia preesistente ruota fino ad orientarsi parallelamente alla zona di taglio (Figura 3-25).

Presenza di fluidi

La presenza di fluidi interstiziali può portare ad una riduzione della resistenza di una roccia e alla sua fratturazione e deformazione a valori di stress più bassi del normale (Figura 3-3). Comune in serpentiniti, gessi o in rocce magmatiche che si deformano allo stato sub-solidus, cioè ancora in presenza di fuso.

Reaction softening

Durante la deformazione fluidi possono indurre reazioni sintettoniche i cui prodotti sono minerali a grana piccola che innescano meccanismi deformativi di tipo viscoso (vedi paragrafo "3.3 - *Scivolamento viscoso*"). In altri casi si possono avere reazioni che trasformano minerali più competenti in minerali più facilmente deformabili (es. quarzo, clorite, sericite, ecc.). I processi accompagnati da reazioni sintettoniche che possono avere luogo in una roccia deformata sono schematizzate nel diagramma di Figura 3-24.

Chemical softening

La drastica riduzione della resistenza di una roccia può aversi a seguito di reazioni sinmetamorfiche, che portano alla locale concentrazione di elementi in tracce o di acqua contenuta nel reticolo cristallino (*hydrolitic weakening*).

Shear heating

In una deformazione a condizioni di stress medio (<100 MPa) il calore che si sviluppa può essere dissipato per conduzione dalle rocce circostanti la zona di taglio. Ad alto stress e velocità di deformazione è possibile invece che si raggiungano temperature tali da provocare fusione e formazione di pseudotachiliti (Figura 3-6b). Localizzazione della deformazione in pseudotachiliti può avvenire, ma per intervalli di tempo molto limitati in quanto il fuso migra nella roccia incassante solitamente molto fratturata.

3.8 Localizzazione della deformazione

Tutti i processi deformativi visti nel paragrafo precedente portano ad una localizzazione della deformazione, vediamo come questa si sviluppa progressivamente nel caso di una deformazione plastica.

Supponiamo di avere una roccia indeformata in cui dei porfiroclasti di quarzo sono immersi in una matrice a grana più fine, es. quarzo-fillosilicatica (Figura 3-25a) e di essere in condizioni normali, senza particolari alte concentrazioni di fluidi e una temperatura tale da permettere ricristallizzazione dinamica del quarzo. In queste condizioni il meccanismo deformativo di plasticità è quello maggiormente competitivo dal punto di vista energetico rispetto agli altri mecca-

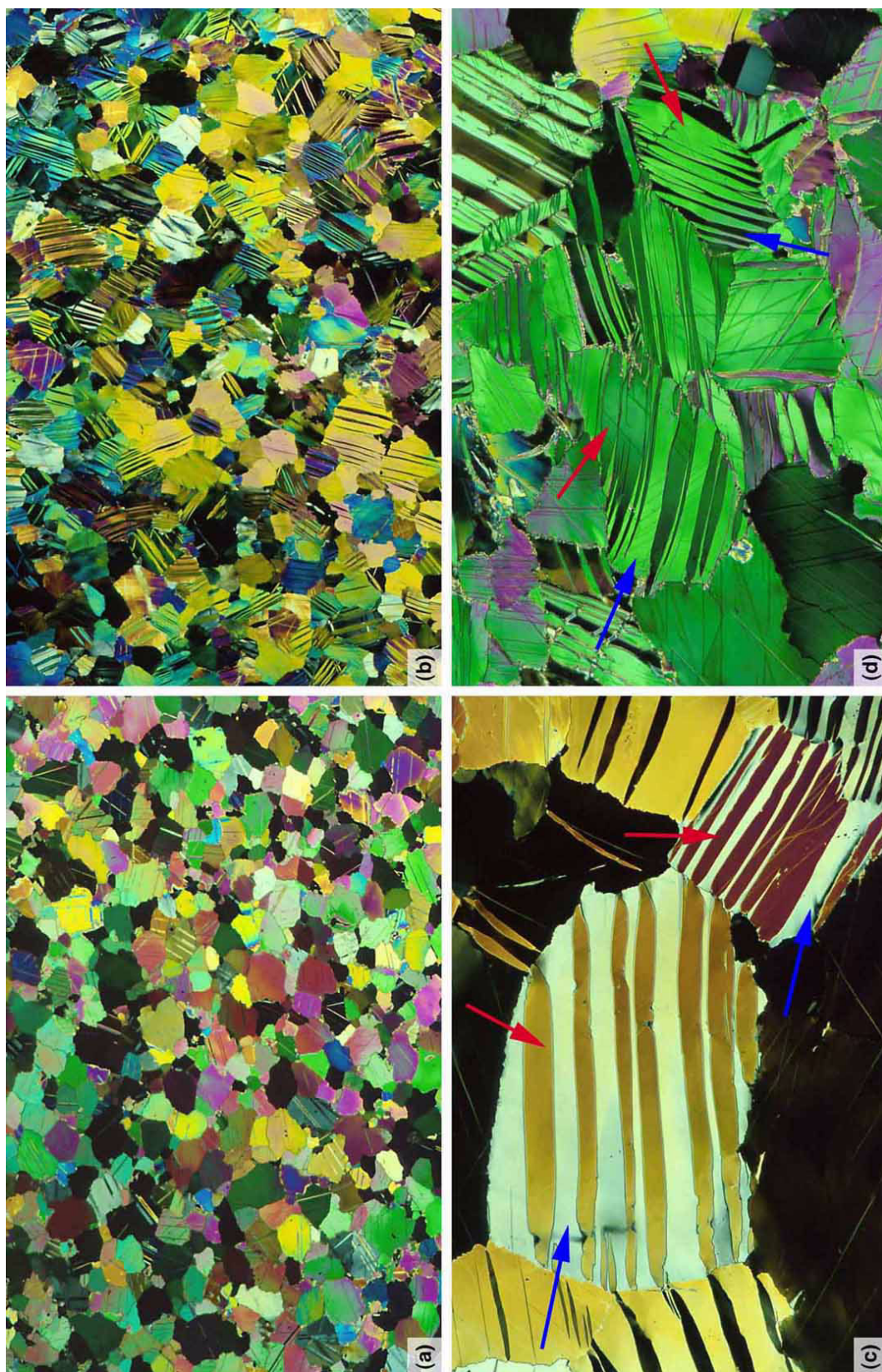


Figura 3-17 Marmo di Carrara sottoposto a deformazione sperimentale. Sezioni sottili, nicol incrociati. (a) Sezione sottile del materiale di partenza. (b) Stadio iniziale della deformazione, con il solo sviluppo di geminati. (c) Particolare di cristalli geminati, le frecce rosse indicano le parti geminate, in blu la parte del cristallo non geminata. (d) Cristalli geminati, si noti la loro forma "a fuso".

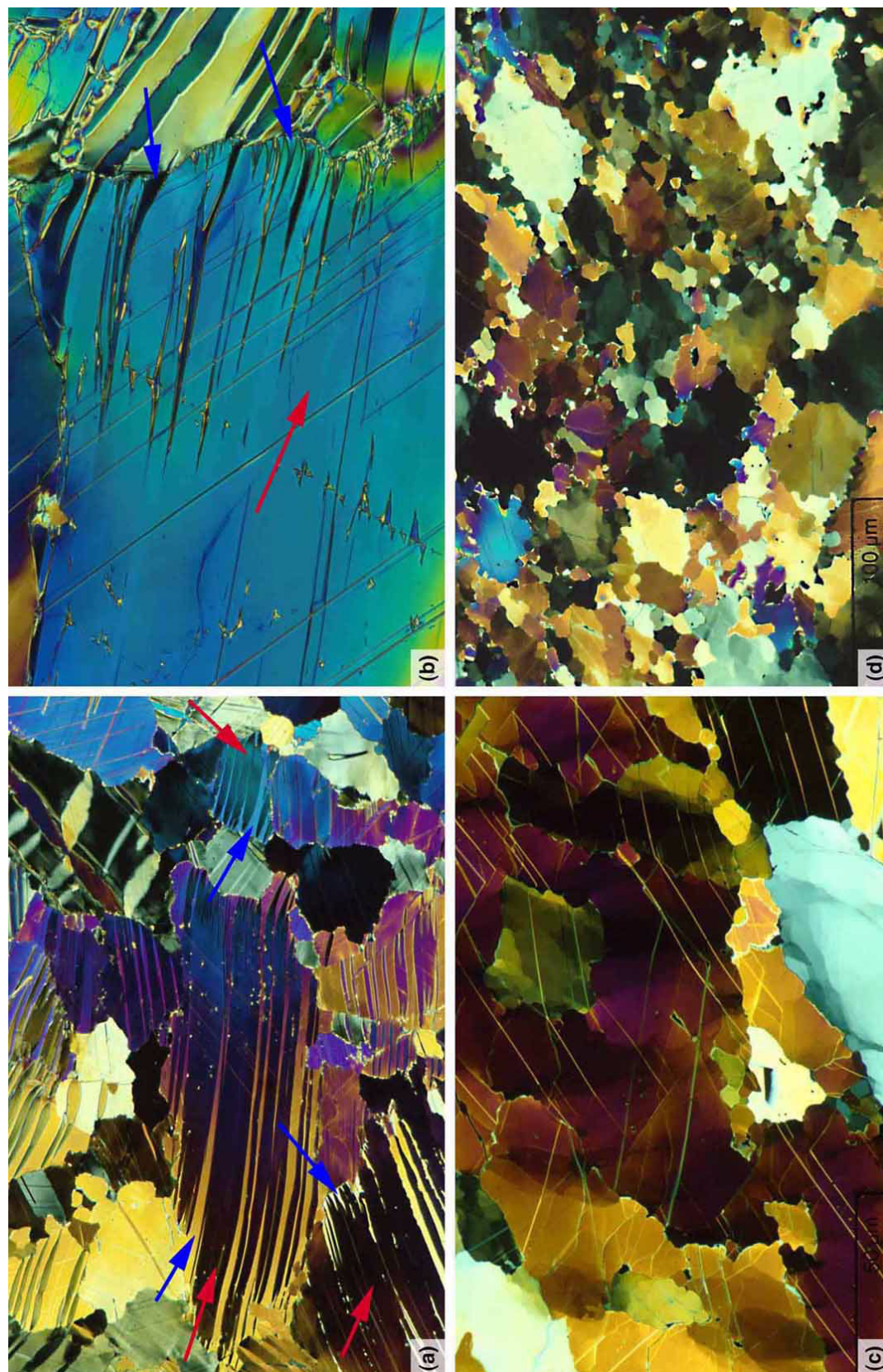


Figura 3-17 (continua) (a) Cristalli geminati, si noti la progressiva unione di geminati. (b) Cristallo completamente geminato, le frecce indicano le residue parti del cristallo originario. (c) All'aumentare della deformazione cristalli completamente geminati si deformano formando dei subgrani. (d) Marmo completamente ricristallizzato mostrando subgrani e nuovi grani.

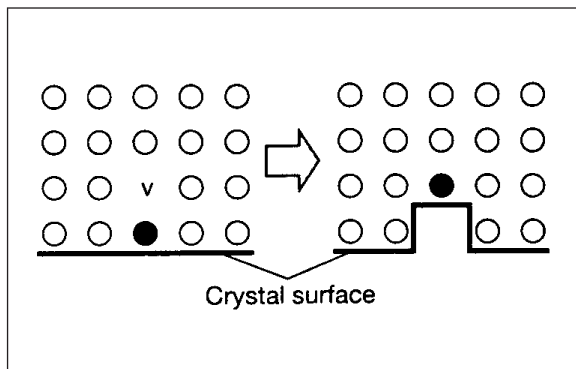


Figura 3-18 Diffusione a seguito di movimento di dislocazioni.

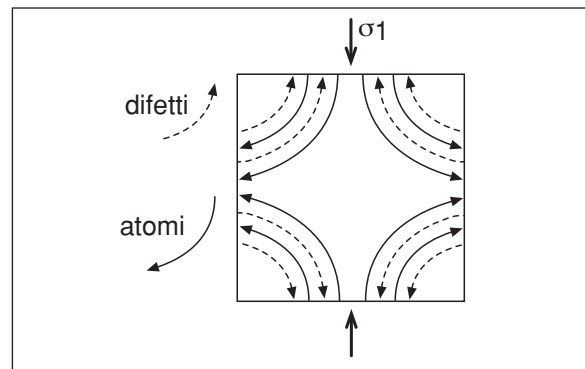


Figura 3-19 Contemporaneo movimento di atomi e difetti (siti reticolari vacanti) all'interno di un cristallo.

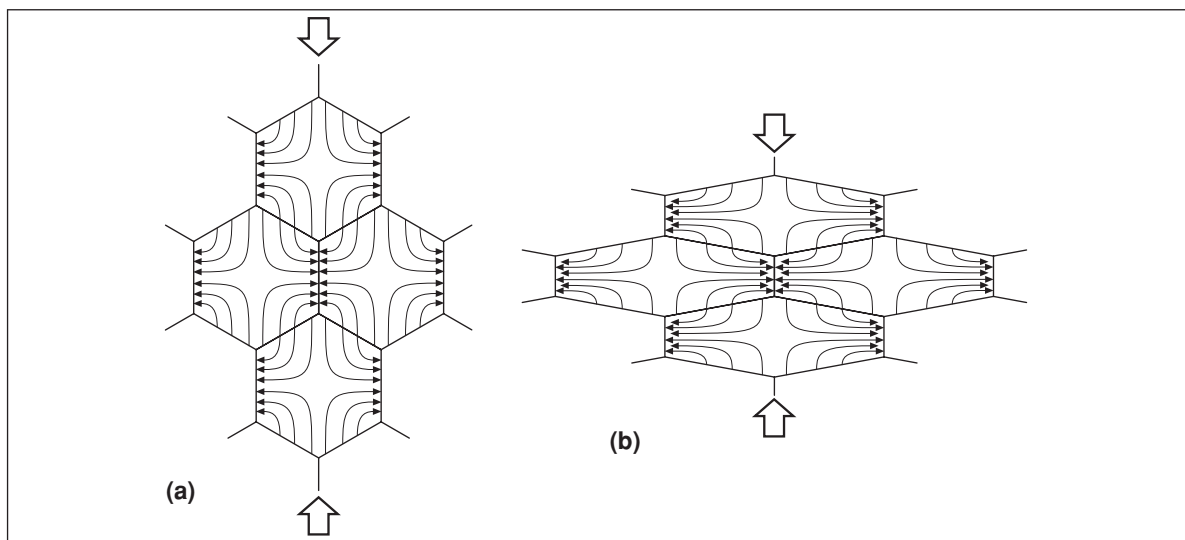


Figura 3-20 Movimento di dislocazioni nel caso di *Nabarro-Herring creep*.

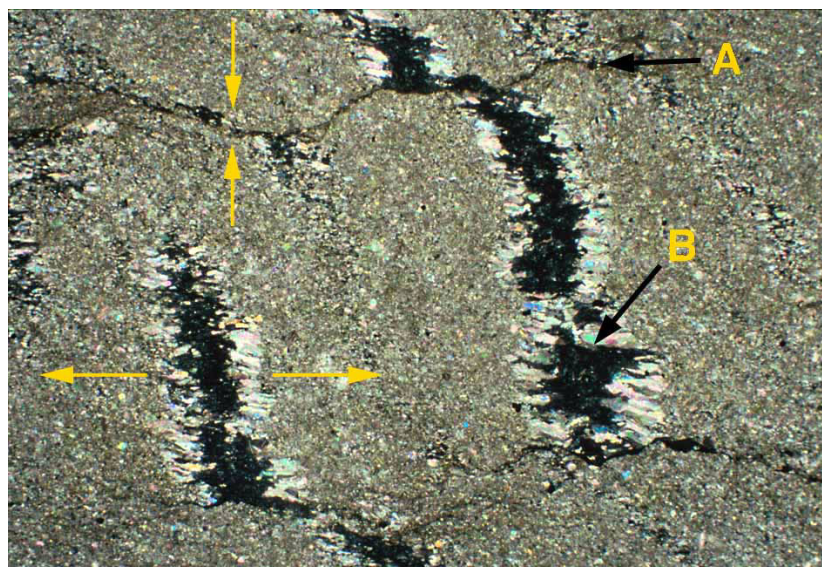


Figura 3-21 Superfici di dissoluzione (A) e vene di estensione (B) in un calcare. Le superfici di dissoluzione (stiloliti) sono orientate ortogonalmente al σ_1 applicato (verticale nella foto) e contemporaneamente si sviluppano vene di estensione ortogonali, in cui si ha riprecipitazione del materiale dissolto.

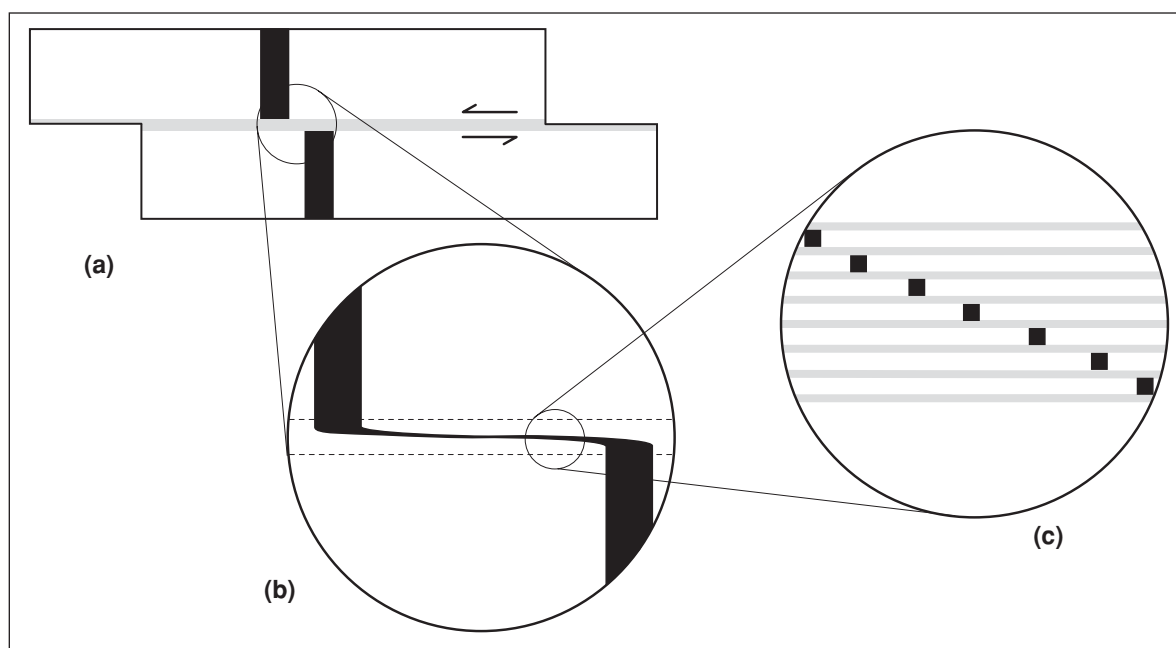


Figura 3-22 Deformazione localizzata (a), (c) o diffusa (b) a seconda della scala di osservazione.

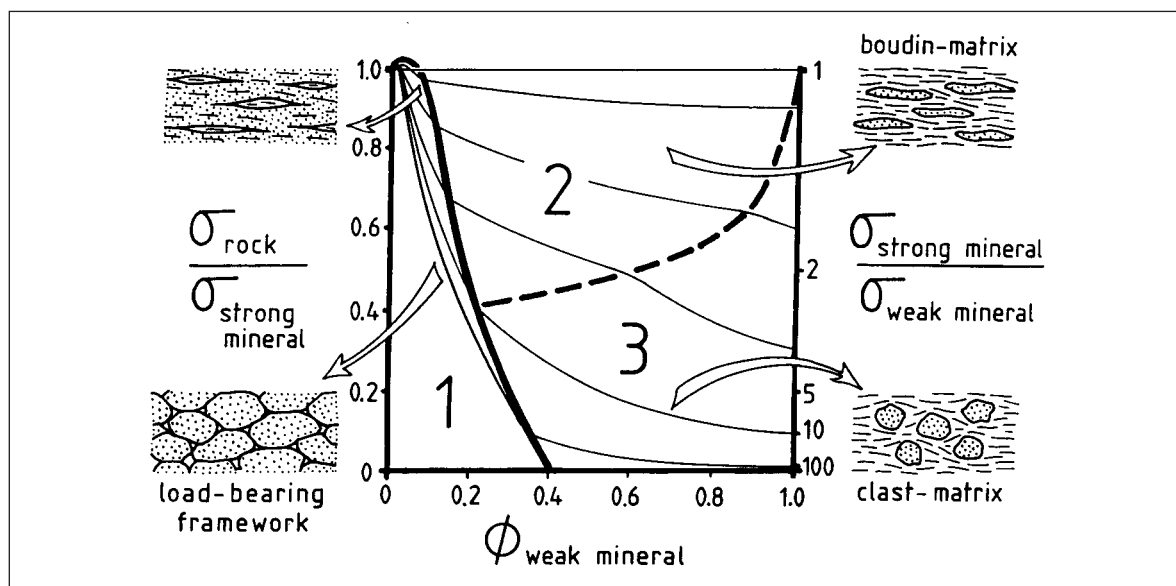


Figura 3-23 Sviluppo di vari tipi di microstrutture in rocce polimineraliche con due fasi a differente competenza.

nismi (cataclasi, dissoluzione e riprecipitazione, scivolamento viscoso), in altre parole il quarzo si deforma più facilmente rispetto alla matrice quarzo-feldspatica.

Negli stadi iniziali della deformazione (Figura 3-25b) si ha una deformazione omogenea, con ricristallizzazione dinamica nei porfiroclasti (formazione di porfiroclasti di tipo σ) e necessariamente deformazione di tipo viscoso nella matrice. Incrementando la deformazione (Figura 3-25c) si ha ancora una deformazione omogenea in tutta la roccia, ma è importante notare come sia aumentato il volume dei grani ricristallizzati (in grigio in Figura 3-25) e come le code di due porfiroclasti ricristallizzati si siano unite. Continuando ad applicare uno stress è sicuramente più favorevole deformare la roccia come rappresentato in Figura 3-25d, cioè spostando le due parti lungo un livello completamente ricristallizzato di quarzo piuttosto che deformare in modo omogeneo tutta la roccia con deformazione viscosa della matrice (localizzazione

Tabella 3-2 Classificazione cataclasiti-miloniti [3-20].

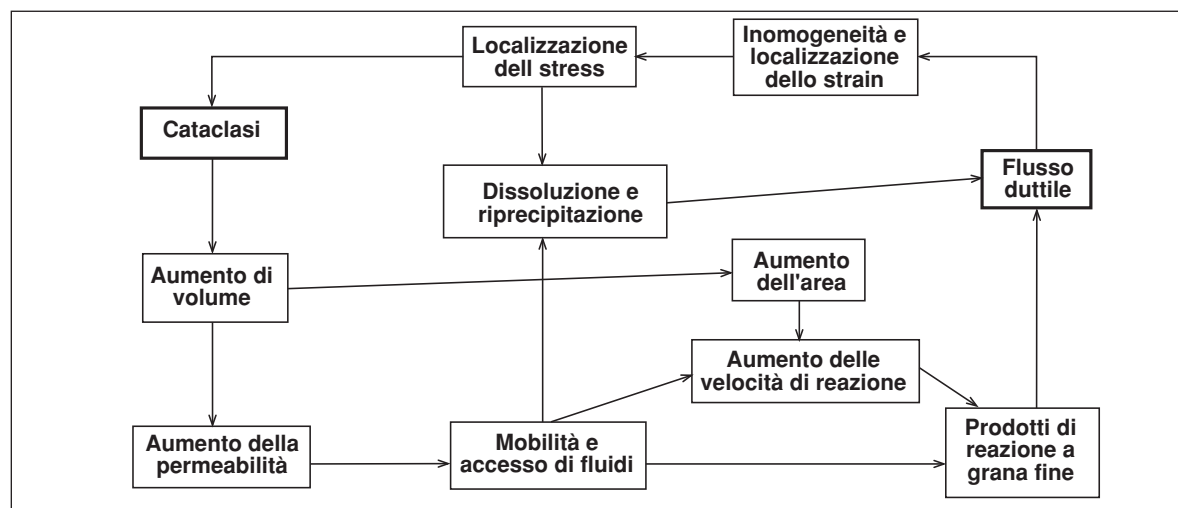
	Rocce cataclastiche		Miloniti
	Brecce di frizione ("fault gouge")	Cataclasiti	
Natura del meccanismo deformativo	Scivolamento relativo tra i grani ("frictional")		Viscoso nei minerali della matrice che governano la reologia
Meccanismo deformativo	Flusso cataclastico	Flusso cataclastico, solo localmente "dislocation glide" e dissoluzione e riprecipitazione	Nella fase mineralogica che si deforma più facilmente: "dislocation creep", diffusione, scivolamento viscoso. Nella fase mineralogica che si deforma meno facilmente gli stessi meccanismi ed inoltre cataclasi
Implicazioni tettonofisiche	Sismicità	Asismicità	"Strain hardening" è bilanciato da "recovery", possibilità di "strain softening". La resistenza alla deformazione è controllata dalla temperatura, dalla velocità di deformazione e dai cambiamenti microstrutturali sin-deformazione
	La pressione controlla la resistenza alla deformazione		
Struttura	Priva di coesione; talvolta con cementazione post-tettonica	Con coesione	Con coesione
	Non foliate	Talvolta foliate	Sempre foliate
	Riduzione delle dimensioni dei grani		Riduzione o aumento delle dimensioni dei grani in funzione della temperatura omologa
Duttilità e localizzazione della deformazione	Tutte sono duttili ad una qualche scala di osservazione Tutte sono il risultato di una localizzazione dello strain che porta alla formazione della zona di faglia		

della deformazione). Sulla base di quanto detto finora e dall'analisi di Figura 3-25 possono esser fatte alcune considerazioni di carattere generale:

1. se in una roccia esistono due (o più) fasi mineralogiche a differente "resistenza" alla deformazione e se queste due fasi sono "disperse" all'interno della roccia (Figura 3-25a, b), la reologia della roccia totale sarà governata dalla fase che si deforma più facilmente;
2. se a seguito di ricristallizzazione sintettonica la fase che si deforma più facilmente può formare un livello continuo che attraversa tutta la roccia, tutto lo strain sarà accomodato da movimento lungo quel livello, con conseguente localizzazione della deformazione;
3. nel caso di deformazione localizzata la reologia della roccia sarà governata dal minerale che si deforma più facilmente e forma il livello continuo, e più precisamente dal meccanismo deformativo agente nel livello, anche se in altre parti della roccia e in altre fasi mineralogiche si possono avere altri meccanismi deformativi (es. cataclasi).

Tabella 3-3 Caratteri microstrutturali per identificare i meccanismi deformativi al microscopio ottico [3-20].

Meccanismo deformativo	Caratteri microstrutturali
Cataclasi	a) Grani, aggregati di grani e frammenti di grani fratturati e di forma angolosa e sub-angolosa. b) Microfratture intergranulari, intragranulari e trasgranulari. c) Superfici di scivolamento parallele ed oblique rispetto alla superficie di taglio principale. d) Allineamenti di grani e talvolta sviluppo di foliazione. e) Vetro o massa di fondo ultrafine in pseudotachiliti.
Plasticità	a) Estinzione ondulata, bande di deformazione, lamelle di deformazione, geminati da deformazione. b) Ricristallizzazione di subgrani e grani. c) Limiti dei grani instabili (ondulati, arcuati, lobati, a cuspide). d) Foliazione, foliazioni complesse (strutture S-C) e orientazioni preferenziali di forma. e) Orientazioni cristallografiche preferenziali.
Scivolamento viscoso	a) Orientazioni preferenziali di forma deboli o assenti (grani equidimensionali). b) Orientazioni cristallografiche preferenziali deboli o assenti. c) Limiti dei grani rettilinei o debolmente arcuati. d) Grana molto fine.
Dissoluzione e riprecipitazione	a) Crescita di cristalli in vuoti e in ombre di pressione. b) Contatti tra i granuli frastagliati e suturati. c) Sviluppo di stiloliti e vene.

**Figura 3-24** Relazioni tra processi deformativi e microstrutture in una roccia in cui la deformazione è assistita da reazioni metamorfiche sintettoniche.

3.9 Evoluzione di zone di taglio

In molti casi precedenti abbiamo visto che la deformazione (strain) solitamente è localizzata in zone di taglio, cioè in zone maggiormente deformate circondate da zone meno deformate (es. Figura 3-25d). L'osservazione delle microstrutture che si sviluppano nelle zone di taglio e il riconoscimento dei meccanismi deformativi operanti ci permettono considerazioni sulla loro evo-

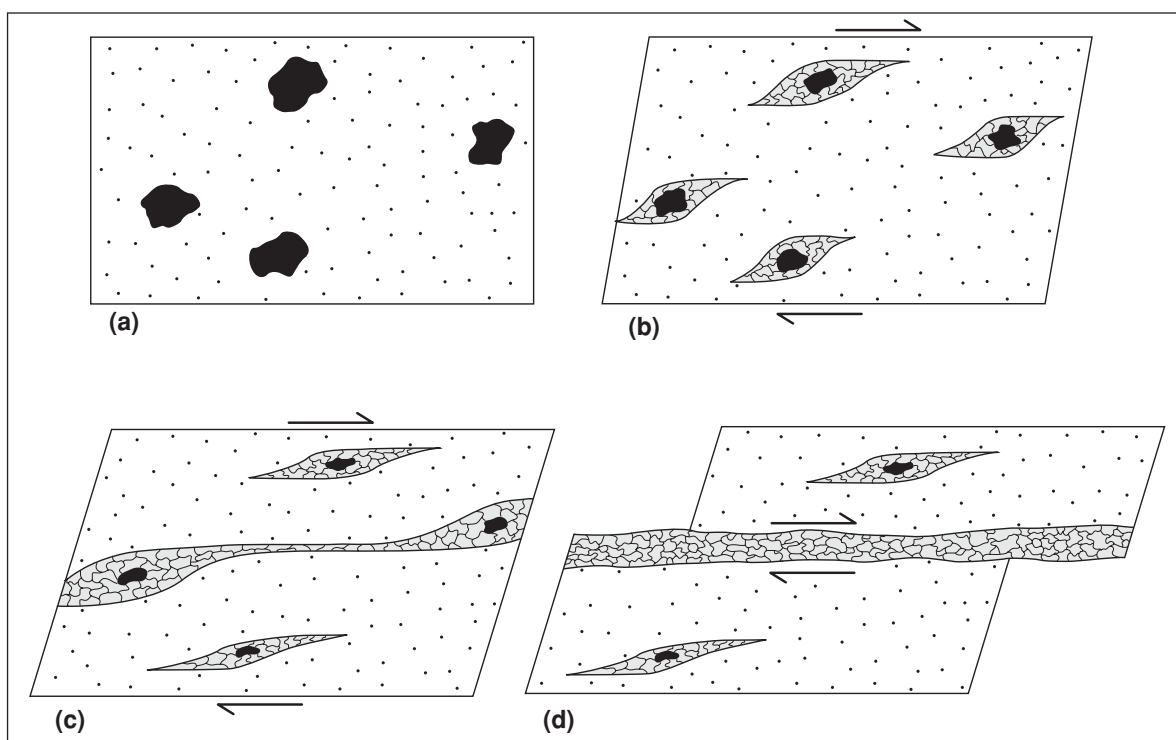


Figura 3-25 Localizzazione della deformazione a seguito di ricristallizzazione dinamica.

luzione nel tempo e di capire se la l'evoluzione microstrutturale che in essa noi riconosciamo è veramente quella subita dalla roccia.

3.9.1 Tipi di zone di taglio

Si possono distinguere due tipi di zone di taglio, indicate come "Tipo 1" e "Tipo 2" in Figura 3-26. Il primo tipo (Tipo 1) è rappresentato da zone di taglio che aumentano di spessore durante la deformazione. Si sviluppano quando il materiale ha un comportamento tipo *work hardening*, in questo caso è più facile deformare nuovo materiale ai bordi della zona di taglio piuttosto che continuare a deformare il solito materiale al centro della zona di taglio. Negli stadi finali del processo deformativo l'unica zona attiva in cui si ha ancora deformazione è quella ai bordi della zona di taglio, mentre al centro non si ha alcun tipo di deformazione.

Il secondo tipo (Tipo 2) è rappresentato da zone di taglio che diminuiscono di spessore durante la deformazione. Si sviluppano se nel materiale si ha *work softening*, cioè se la deformazione si concentra in particolari livelli più facili da deformare al centro della zona di taglio. In questo modo l'unica zona attiva è al centro della zona di taglio, mentre ai bordi non c'è deformazione in atto.

3.9.2 Zone di taglio e storia deformativa

Le zone di taglio di Tipo 2 sono molto importanti, perché permettono di studiare la storia deformativa e l'evoluzione microstrutturale di una roccia in una zona di taglio. In questo tipo di zone di taglio all'inizio della storia deformativa si sviluppano, sia ai bordi che al centro della zona di taglio, microstrutture indicative di basso strain (es. *dislocation glide*, ecc.), microstrutture di alto strain si sviluppano successivamente e solo nella parte centrale della zona di taglio. Alla fine

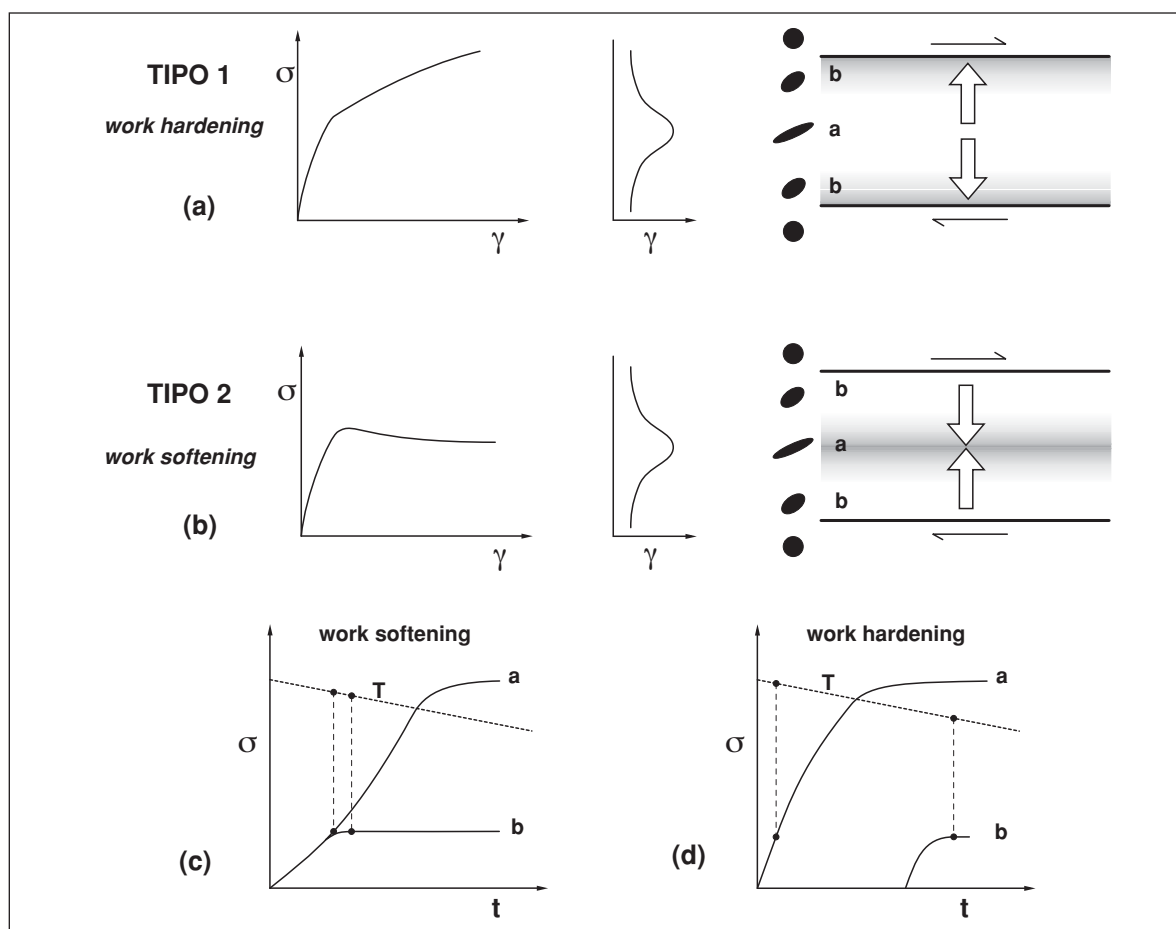


Figura 3-26 (a) Zona di taglio di Tipo 1; da sinistra verso destra è riportato: il grafico stress/strain durante lo sviluppo della zona di taglio, profilo dello strain attraverso la zona di taglio, sezione attraverso la zona di taglio con in grigio rappresentate le zone in cui sia ha correntemente deformazione (a:centro della zona di taglio, b:margini della zona di taglio). (b) Zona di taglio di tipo 2; da sinistra verso destra è riportato: il grafico stress/strain durante lo sviluppo della zona di taglio, profilo dello strain attraverso la zona di taglio, sezione attraverso la zona di taglio con in grigio rappresentate le zone in cui sia ha correntemente deformazione (a:centro della zona di taglio, b:margini della zona di taglio). (c), (d) Curve strain/tempo per zone di taglio di Tipo 2 e di Tipo 1, la curva "a" si riferisce al centro della zona di taglio, la curva "b" ai margini della zona di taglio. La retta "T" rappresenta parametri che variano durante la deformazione come temperatura, pressione, composizione dei fluidi, ecc.

dell'evento deformativo i bordi mostreranno microstrutture che si erano sviluppate contemporaneamente anche nel centro della zona di taglio, ma che in quest'area sono state successivamente obliterate da microstrutture di più alto strain. Le microstrutture che si possono osservare lungo un profilo dal bordo verso il centro di una zona di taglio di Tipo 2 (*work softening*) sono quindi indicative dell'evoluzione microstrutturale, cioè delle microstrutture che si sono sviluppate nel tempo in un solito volume di roccia al centro della zona di taglio.

Le zone di taglio di Tipo 1 non forniscono invece altrettanto chiare indicazioni sulla storia deformativa subita dalle rocce al loro interno. In questo tipo di zone di taglio all'inizio della storia deformativa si sviluppano microstrutture indicative di basso strain solamente al centro della zona di taglio. Queste microstrutture saranno poi obliterate da microstrutture di più alto strain, mentre nuove microstrutture di basso strain si sviluppano i bordi della zona di taglio. Risultato di tutto questo è che alla fine della deformazione le microstrutture di basso strain che si osservano ai bordi non si sono sviluppate contemporaneamente anche al centro della zona di taglio oppure, in altre parole, microstrutture di basso strain si sono sviluppate prima al centro della zona di taglio e successivamente ai bordi.

E' molto probabile che durante lo sviluppo di una zona di taglio cambiano parametri quali temperatura, pressione, velocità di deformazione, composizione o pressione dei fluidi, ecc. Nel caso di una zona di taglio di Tipo 2 (Figura 3-26c) le microstrutture di basso strain si sono sviluppate al centro e ai bordi della zona di taglio circa allo stesso istante e circa alle stesse condizioni di temperatura, pressione ecc., in uno stato avanzato della deformazione perciò i bordi della zona di taglio ci danno informazioni sulle microstrutture e le condizioni di deformazione che in precedenza erano presenti al centro della zona di taglio. In una zona di taglio di Tipo 2 di conseguenza un profilo dai bordi al centro della zona di taglio ci fornisce indicazioni sull'evoluzione microstrutturale e sulla storia deformativa di un volume di roccia al centro della zona di taglio. Nel caso di una zona di taglio di Tipo 1 (Figura 3-26d) le microstrutture di basso strain invece si sono sviluppate al centro e ai bordi della zona di taglio in momenti molto diversi della storia deformativa e quindi in condizioni molto diverse di temperatura, pressione ecc.; in uno stato avanzato della deformazione perciò i bordi della zona di taglio non ci danno informazioni sulle microstrutture e le condizioni di deformazione che in precedenza erano presenti al centro della zona di taglio. In una zona di taglio di Tipo 1 di conseguenza un profilo dai bordi al centro della zona di taglio non ci fornisce indicazioni sull'evoluzione microstrutturale della zona di taglio.

3.10 Bibliografia

- 3-1 ATKINSON, B.K. 1987 : *Fracture Mechanics of Rocks*. Academic Press, London, 534 pp.
- 3-2 BURKHARD, M. 1990 : Ductile deformation mechanisms in micritic limestone naturally deformed at low temperatures (150-350°C). In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Ed.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. London, pp. 241-257.
- 3-3 CHESTER, F.M., FRIEDMAN, M. & LOGAN, J.M. 1985 : Foliated cataclases. *Tectonophysics*, v. 111, pp. 139-146.
- 3-4 VAN DAALEN, M., HEILBRONNER, R. & KUNZE, K. 1999 : Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. *Tectonophysics*, v. 303, pp. 83-107.
- 3-5 DRURY, M.R. & URAI, J.L. 1990 : Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, v. 172, pp. 235-253.
- 3-6 ENGELDER, J.T. 1974 : Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, pp. 1515-1522.
- 3-7 HANDY, M.R. 1994 : Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. *Journal of Structural Geology*, v. 16, pp. 287-301.
- 3-8 HANDY, M.R. & ZINGG, A. 1991 : The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, pp. 236-253.
- 3-9 HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976 : *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- 3-10 JORDAN, P. 1994 : Evaporite als Abscherhorizonte: Eine gefügekundlich-strukturgeologische Untersuchung am Beispiel der Nordschweizer Trias. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge*, v. 164, pp. 1-79.
- 3-11 KNIPE, R.J. 1989 : Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology*, v. 11, pp. 127-146.

- 3-12 MEANS, W.D. 1981 : The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, v. 78, pp. 179-199.
- 3-13 MEANS, W.D. 1995 : Shear zones and rock history. *Tectonophysics*, v. 247, pp. 157-160.
- 3-14 NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. 1976 : *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, London, 444 pp.
- 3-15 PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996 : *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 pp.
- 3-16 PATERSON, M.S. 1978 : *Experimental Rock Deformation - The Brittle Field*. Springer Verlag, Berlin, 254 pp.
- 3-17 POIRIER, J.P. 1985 : *Creep of Crystals*. Cambridge University Press, Cambridge, 260 pp.
- 3-18 RUTTER, E.H. 1983 : Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. geol. Soc. London*, v. 140, pp. 725-740.
- 3-19 RUTTER, E.H. 1986 : On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics*, v. 122, pp. 381-387.
- 3-20 SCHMID, S.M. & HANDY, M.R. 1991 : Toward a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H. (Eds.), *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, pp. 339-361.
- 3-21 SCHMID, S.M. 1982 : Microfabric studies as indicators of deformation mechanism and flow laws operative in mountain building. In: HSÜ, K.J. (Ed.) *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, pp. 95-110.
- 3-22 TULLIS, J. 1983 : Deformation of feldspars. In: RIBBE, P.H. (Ed.), *Feldspar Mineralogy*. Reviews in Mineralogy, Miner. Soc. Am., pp. 297-332.
- 3-23 TWISS, R.J. & MOORES, E.M. 1992 : *Structural Geology*. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- 3-24 URAI, J.L., MEANS, W.D. & LISTER, G.S. 1986 : Dynamic recrystallization of minerals. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Eds.), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 36, pp. 161-199.

4 TESSITURE IN ROCCE DEFORMATE

Per **tessitura** si intende l'orientazione cristallografica preferenziale dei minerali costituenti una roccia; con il termine **microstruttura** si intendono invece tutti i caratteri di una roccia osservabili a scala microscopica, come la presenza di una foliazione, forma ed orientazione dei granuli, evidenze di deformazione (bande di deformazione, subgrani, grani ricristallizzati), morfologia dei contorni dei grani, ecc.

In una roccia deformata si possono avere i due casi estremi con: (a) una tessitura molto debole o assente e una microstruttura con una forte orientazione della forma dei grani (Figura 4-1a); (b) una forte tessitura e una microstruttura scarsamente orientata (Figura 4-1b). Spesso i meccanismi di ricristallizzazione dinamica portano ad una microstruttura orientata e contemporaneamente ad una tessitura molto forte (Figura 4-1c).

Lo sviluppo di una tessitura, cioè di una isorientazione del reticolo cristallino dei vari grani, avviene mediante i seguenti meccanismi:

1. rotazione passiva di cristalli;
2. geminazione;
3. *dislocation glide*;
4. ricristallizzazione dinamica per rotazione e *grain boundary migration (dislocation creep)*.

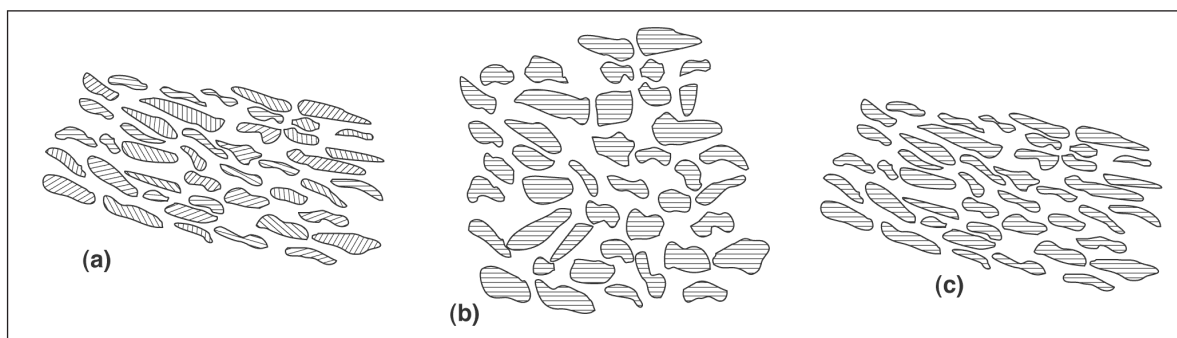


Figura 4-1 (a) Aggregato con orientazione preferenziale di forma (microstruttura orientata) e nessuna orientazione cristallografica preferenziale (tessitura). (b) Aggregato privo di orientazione preferenziale di forma ma con orientazione cristallografica preferenziale. (c) Aggregato con microstruttura orientata e tessitura orientata.

4.1 Rotazione passiva di cristalli

Avviene in cristalli con una forte anisotropia di forma (es. miche in miloniti) e a bassa temperatura. I singoli cristalli ruotano e acquistano un'isorientazione in una matrice che si deforma con meccanismi deformativi di tipo viscoso (Figura 4-2).

I minerali ruotano passivamente e non sono interessati da fenomeni di ricristallizzazione intracristallina dinamica. La rotazione passiva porta comunque ad una forte orientazione preferenziale di forma e quindi ad una orientazione cristallografica preferenziale, in quanto spesso in cristalli con forte anisotropia di forma vi è una stretta relazione tra forma e cristallografia (es. miche: asse maggiore dell'indicatrice ottica ortogonale a (001)).

Questo modello non è sicuramente applicabile a minerali quali quarzo, calcite e olivina. Esso inoltre non prende in considerazione orientazioni cristallografiche preferenziali che si possono sviluppare nella matrice e non considera possibili interazioni fra i clasti.

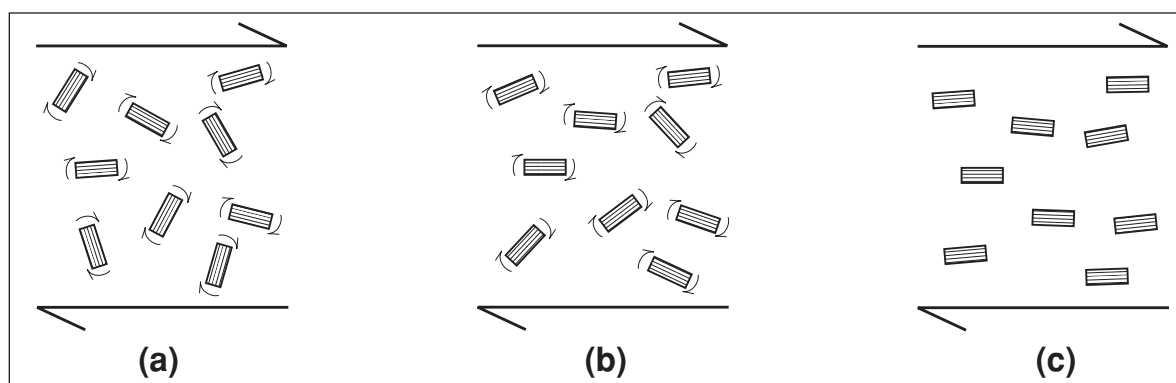


Figura 4-2 Rotazione passiva di cristalli. (a), (b) Cristalli variamente orientati vengono continuamente ruotati, fino a raggiungere un'orientazione stabile all'interno della zona di taglio (c).

4.2 Geminazione

In alcuni minerali (es. calcite) geminazione porta ad una considerevole rotazione del reticolo cristallino della parte geminata. Se il processo di geminazione procede fino ad interessare tutto il volume del cristallo, si realizzerà una completa riorientazione del reticolo cristallino (Figura 1-34).

In una roccia policristallina priva di orientazioni cristallografiche preferenziali i piani reticolari su cui è possibile avere geminazione sono variamente orientati nello spazio. E' opportuno ricordare che in ogni singolo cristallo vi è una serie di piani reticolari (tre nel caso della calcite) su cui potenzialmente si può avere geminazione e che sono del tutto equivalenti tra loro per ragioni di simmetria propria del cristallo. Se si applica uno stress a questa roccia i cristalli si deformano geminandosi, sfruttando, tra tutti i piani di geminazione disponibili, quelli orientati subparallelamente ai limiti della zona di taglio, cioè quelli su cui la componente di taglio dello sforzo è massima. In questo modo il processo di geminazione porta allo sviluppo di un'orientazione cristallografica preferenziale, cioè di una tessitura, nella roccia (Figura 4-3).

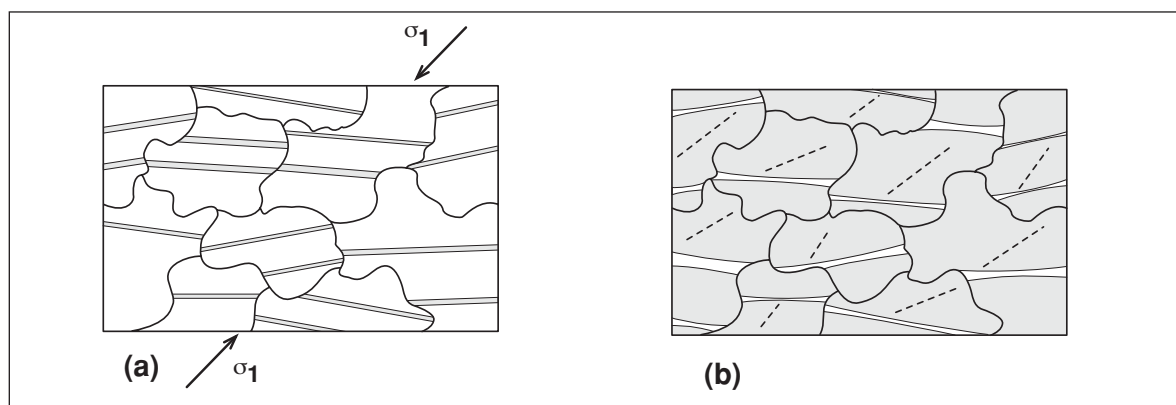


Figura 4-3 Sviluppo di una tessitura a seguito del processo di geminazione, in grigio la parte del cristallo che ha subito geminazione. (a) Aggregato cristallino all'inizio della deformazione. (b) Aggregato alla fine della deformazione, a tratteggio è indicata una direzione cristallografica (es. asse cristallografico c).

4.3 Dislocation glide

Abbiamo visto in precedenza che movimento di dislocazioni su un piano reticolare (*dislocation glide*) non porta ad alcuna deformazione interna o rotazione del reticolo cristallino (Figura 1-2). Quando le dislocazioni raggiungono il limite del cristallo si ha solamente una variazione della forma esterna del cristallo. In una deformazione per *dislocation glide* di conseguenza una direzione cristallografica qualsiasi nel cristallo (es. direzione C in Figura 4-4) non subisce alcuna riorientazione, mentre una linea definita dall'allineamento di punti materiali (M in Figura 4-4) ruota secondo le regole dello strain di taglio. Ciò significa che il meccanismo di *dislocation glide* non porta di per sé ad alcuna tessitura, il che sembrerebbe contrastare con l'osservazione che in rocce dove questo meccanismo deformativo è attivo esistono orientazioni cristallografiche preferenziali.

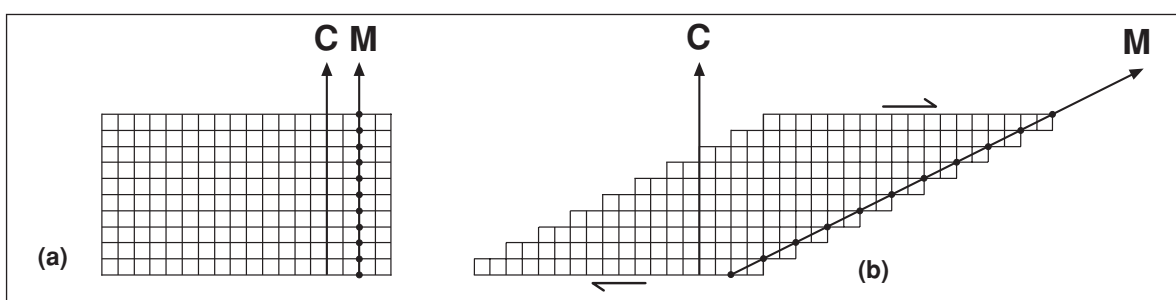


Figura 4-4 (a) Cristallo indeformato. (b) Modificazione della sua forma esterna a seguito del movimento di dislocazioni su piani reticolari: una qualsiasi direzione cristallografica (C) non subisce alcuna riorientazione, mentre una linea definita da un allineamento di punti materiali (M) ruota nella direzione del taglio applicato.

La Figura 4-5 illustra come durante *dislocation glide* sia possibile invece una riorientazione del reticolo cristallino, e perciò lo sviluppo di una tessitura, a causa di una rotazione passiva indotta da problemi di compatibilità di strain.

Supponiamo di avere un cristallo con un solo sistema di piani reticolari su cui si ha preferenzialmente movimento di dislocazioni e perciò scorrimento (piani con basso *Critical Resolved Shear Stress*) (Figura 4-5a). Supponiamo di deformare questo cristallo applicando uno stress verticale mediante due pistoni rigidi con facce orizzontali tra loro parallele. Tale situazione si può realizzare molto facilmente in natura, ad esempio quando un cristallo è costretto a deformarsi tra due grani "rigidi" per taglio puro o per taglio semplice. In Figura 4-5a i piani reticolari su cui si ha scorrimento sono a 45° da σ_1 .

Con un solo sistema di scorrimento il cristallo può deformarsi solamente come illustrato in Figura 4-5b e le facce del cristallo non possono rimanere orizzontali e parallele a se stesse durante la deformazione. Vi sono quindi problemi di compatibilità di strain, con formazione di vuoti. Per acquisire un strain qualsiasi in due dimensioni un cristallo avrebbe bisogno di almeno due sistemi di scorrimento, che diventano cinque in tre dimensioni (*Von Mises criterion*). Poiché non si devono formare dei vuoti durante la deformazione, il cristallo di Figura 4-5b deve ruotare in senso antiorario, in modo che la faccia superiore e inferiore del cristallo siano sempre completamente a contatto con i pistoni (Figura 4-5c).

Vediamo ora come alcune linee vengono ruotate durante la deformazione, confrontando la Figura 4-5a con la Figura 4-5c (convenzione: angoli positivi in senso antiorario):

Angolo di taglio ψ

Gli atomi (punti in Figura 4-5) sono traslati lungo i piani di scorrimento in modo da ottenere un angolo di taglio $\psi=45^\circ$ rispetto ai piani di scorrimento stessi. La deformazione è di taglio semplice e viene prodotto uno strain di taglio $\gamma=\tan\psi$ se si considera come sistema di riferimento i

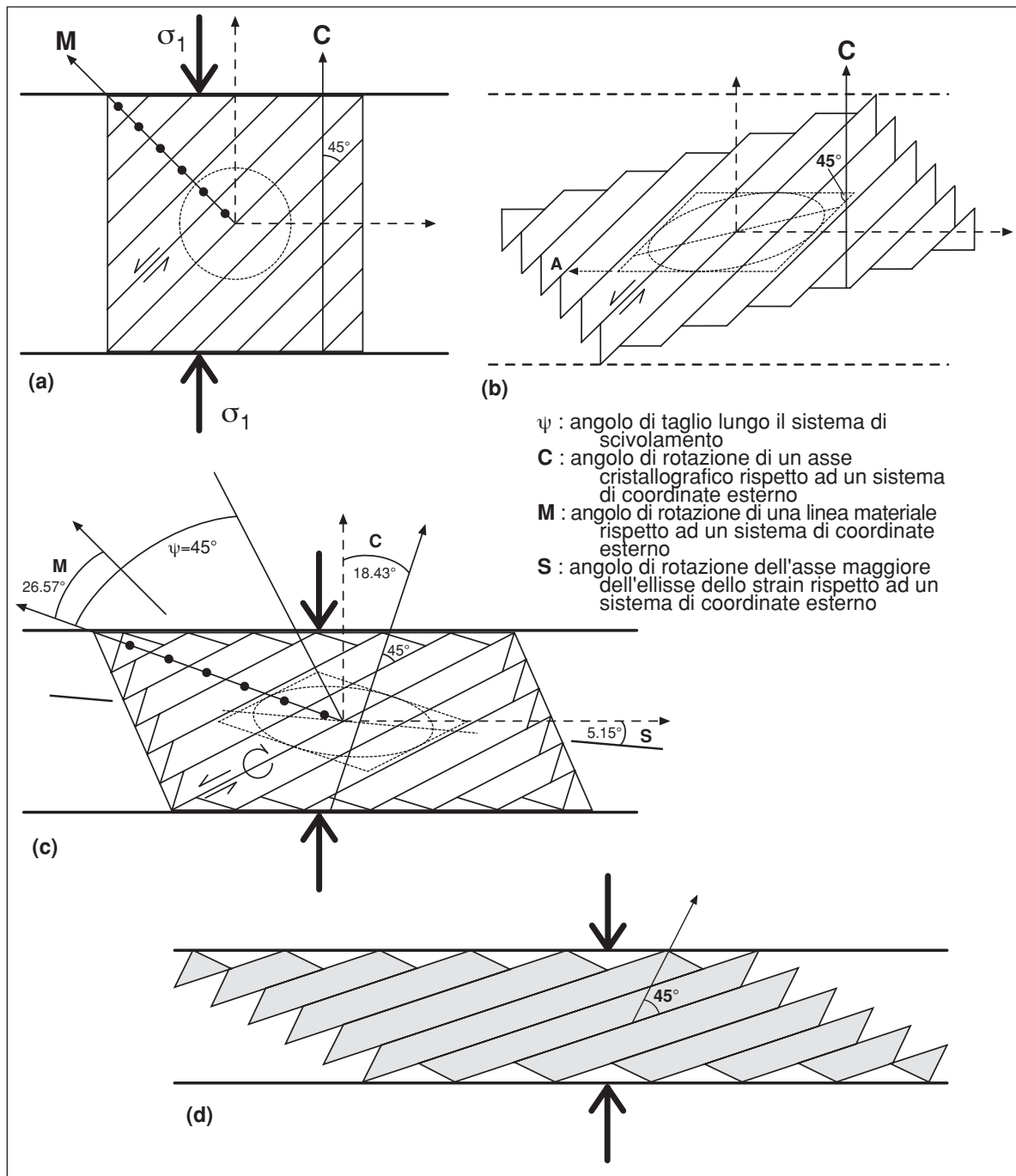


Figura 4-5 Sviluppo di tessiture a seguito di *dislocation glide* (da R. Heilbronner).

piani cristallografici di scorrimento del cristallo. La deformazione di taglio semplice e lo strain di taglio si hanno quindi solamente in riferimento ad un sistema di coordinate "interno" del cristallo.

Rotazione di un asse cristallografico rispetto ad un sistema di coordinate esterne

La direzione cristallografica **C** ruota durante la deformazione in riferimento ad un sistema di coordinate esterno (a tratteggio in Figura 4-5, direzioni costantemente parallele ed ortogonali alle facce dei pistoncini). Questa rotazione è detta "rotazione esterna".

Poiché l'intero cristallo deve ruotare per rimanere a contatto con i pistoni, il senso di rotazione del cristallo e quindi delle direzioni cristallografiche (senso orario nella figura) deve essere opposto al senso di taglio (sinistro) lungo i piani di scorrimento.

L'entità della rotazione della direzione cristallografica C in senso orario può essere calcolata dalla Figura 4-6 che rappresenta la forma del cristallo deformato di Figura 4-5c. Da tale figura si ricava che:

$$\tan \beta = \frac{d}{d + d \tan \psi} = \frac{1}{1 + \tan \psi} \quad 4-1$$

si noti che la distanza "d" non cambia durante la deformazione; d è la metà della diagonale del cristallo in Figura 4-5a, parallela ai piani di scivolamento e durante taglio semplice le linee parallele e perpendicolari al piano di taglio non subiscono variazioni di lunghezza. Il piano di scorrimento rappresentato dalla diagonale minore di Figura 4-6 forma un angolo β con le facce del pistone, mentre in origine era orientato a 45° rispetto ad esse. Si può quindi calcolare la rotazione rispetto alle facce del pistone (C) dell'asse cristallografico e dei piani reticolari su cui si ha scorrimento, cioè la rotazione rispetto ad un sistema di coordinate esterno:

$$C = 45^\circ - \tan^{-1}\left(\frac{1}{1 + \tan \psi}\right) = 18,43^\circ \quad 4-2$$

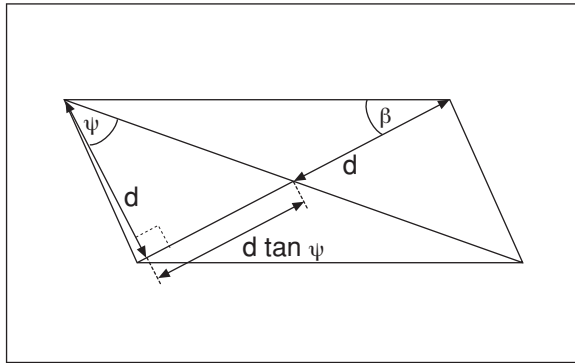


Figura 4-6 Relazioni angolari per il cristallo deformato di Figura 4-5c.

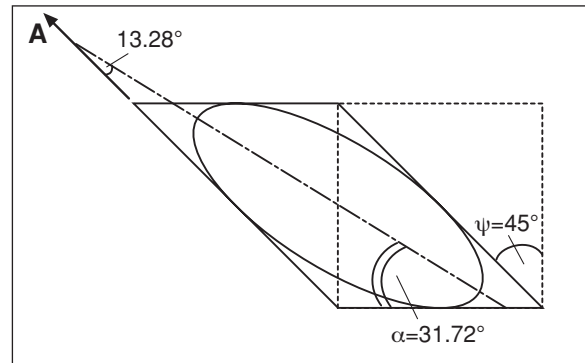


Figura 4-7 Relazioni angolari per lo strain di taglio subito dal cristallo in Figura 4-5c.

Rotazione di una linea materiale rispetto ad un sistema di coordinate esterne

La linea materiale M è ruotata rispetto alla sua posizione originaria di un angolo ψ a seguito del taglio semplice lungo i piani di scorrimento. Poiché i piani di scorrimento hanno loro stessi contemporaneamente ruotato in senso opposto, la rotazione finale M sarà:

$$M = \psi + (-C) = 26,57^\circ \quad 4-3$$

Rotazione della direzione di estensione rispetto ad un sistema di coordinate esterne

In qualsiasi stadio della deformazione le facce inizialmente verticali del cristallo non lo sono più, mentre le facce orizzontali sono obbligate a rimanere orizzontali per la presenza dei pistoni. La variazione della forma del cristallo (da quadrato a trapezio) implica una componente di taglio semplice della deformazione. Secondo la teoria del taglio semplice l'angolo α tra l'asse maggiore dell'ellisse dello strain e la direzione di taglio è funzione dell'angolo di taglio ψ secondo la relazione:

$$\cot 2\alpha = \frac{1}{2} \tan \psi \quad 4-4$$

Nel nostro caso taglio semplice si ha parallelamente ai piani reticolari, con $\psi=45^\circ$ e quindi $\alpha=31,72^\circ$. L'asse maggiore dell'ellisse dello strain forma quindi un angolo di $13,28^\circ$ con la direzione A di Figura 4-7, direzione parallela alle facce del pistone (Figura 4-5b) che prendiamo come sistema di riferimento esterno. Poiché i piani di scorrimento a loro volta hanno ruotato di $18,43^\circ$ in senso orario rispetto al sistema di riferimento esterno, l'asse maggiore dell'ellisse dello strain forma un angolo S rispetto ad un sistema di coordinate esterno di $18,43^\circ - 13,28^\circ = 5,15^\circ$ (Figura 4-5c).

Nello studio di tessiture solitamente si riportano in stereogrammi le orientazione cristallografiche preferenziali relativamente alla direzione di massimo allungamento dello strain finito (è la sola direzione che si può misurare in affioramento!) e non rispetto ad un sistema di riferimento che è rimasto fisso durante tutta la deformazione. Esprimiamo quindi la rotazione di una qualsiasi direzione cristallografica in riferimento alla direzione di massimo allungamento dell'ellisse dello strain. Definiamo:

Ω_{CS} : angolo di rotazione di una direzione cristallografica rispetto all'asse di massimo allungamento dell'ellisse dello strain

Ω_{MS} : angolo di rotazione di una linea materiale rispetto all'asse di massimo allungamento dell'ellisse dello strain

Ω_{MC} : angolo di rotazione di una linea materiale rispetto alla direzione cristallografica.

Dalla Figura 4-5c segue che:

$$\Omega_{CS} = C - S = -18,43^\circ - (-5,15^\circ) = -13,28^\circ$$

$$\Omega_{MS} = M - S = 26,57^\circ - (-5,15^\circ) = 31,72^\circ$$

$$\Omega_{MC} = M - C = 26,57^\circ - (-18,43^\circ) = 45^\circ$$

le tre rotazioni sono tra loro dipendenti e quindi si può scrivere:

$$\Omega_{MS} = \Omega_{MC} + \Omega_{CS} \quad \text{oppure}$$

$$\Omega_{CS} = \Omega_{MS} + \Omega_{MC} \quad 4-5$$

nel nostro caso $-13,28^\circ = +31,72^\circ - (+45^\circ)$

L'Equazione 4-5 descrive la rotazione del reticolo cristallografico rispetto all'asse principale dell'ellisse dello strain, cioè rispetto alla lineazione della roccia. La rotazione Ω_{CS} , responsabile per la riorientazione del reticolo cristallino durante la deformazione, è quindi il risultato di due altre rotazioni e più precisamente di:

1. Ω_{MS} : Questa è la rotazione che subisce una linea materiale rispetto all'asse maggiore dell'ellisse dello strain. La rotazione dipende quindi dalla storia deformativa e dal tipo di strain finito della roccia (taglio puro/taglio semplice, strain costrizionale/strain con una o due direzioni di estensione).
2. Ω_{MC} : Questa è la rotazione di una linea materiale rispetto ad una direzione cristallografica del cristallo. La rotazione dipende dall'entità dello scorrimento che si è avuto lungo i piani reticolari. L'entità dello scorrimento è a sua volta funzione del *Critical Resolved Shear Stress* (lo stress necessario per avere scivolamento) per quella determinata serie di piani reticolari nelle date condizioni di temperatura e velocità di deformazione. L'importanza di questo termine è quindi funzione del meccanismo deformativo.

Si può affermare quindi che nel caso di *dislocation glide* la rotazione di direzioni cristallografiche nella direzione di massimo allungamento dell'ellisse dello strain è funzione del tipo di storia deformativa della roccia e del sistema di scivolamento attivo durante la deformazione.

Benché *dislocation glide* sia molto importante e renda conto di molti aspetti tessiturali in miloniti, esso non spiega:

1. cosa succede quando i piani di scivolamento raggiungono una posizione stabile (parallela ai limiti della zona di taglio, ortogonale a σ_1);
2. possibili interazioni tra vari cristalli in un aggregato. Essendo valido per un singolo cristallo, non vengono presi problemi di compatibilità di strain tra i cristalli. Nella deformazione in natura non ci possono essere né vuoti né sovrapposizioni (Figura 4-8); vuoti e sovrapposizioni possono essere eliminati solo mediante ricristallizzazione dinamica per rotazione o per *grain boundary migration*.

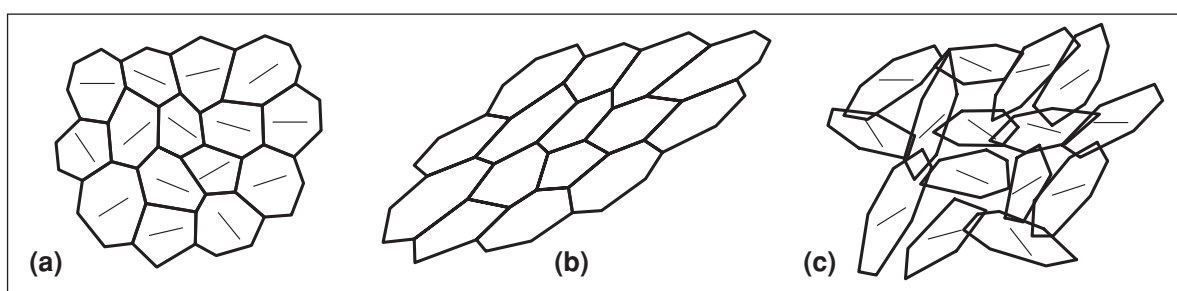


Figura 4-8 Deformazione di un aggregato cristallino. (a) Stato indeformato. La linea all'interno di ogni cristallo indica l'orientazione dei piani cristallografici su cui si ha movimento di dislocazioni. (b) Deformazione per taglio semplice omogeneo. (c) Deformazione di ogni cristallo mediante *dislocation glide*, con movimento di dislocazioni sui piani reticolari indicati in (a). Si formano vuoti e sovrapposizioni nell'aggregato cristallino.

4.4 Ricristallizzazione dinamica

Come abbiamo già visto, i processi di ricristallizzazione portano ad una riduzione della densità di dislocazioni e conseguentemente una diminuzione dell'energia elastica legata alla presenza di dislocazioni (*syntectonic recovery*). Il processo di ricristallizzazione per rotazione porta alla formazione di nuovi grani con bassa densità di dislocazioni, mentre migrazione dei contatti tra i granuli (*grain boundary migration*) porta ad un aumento delle dimensioni dei cristalli con bassa densità di dislocazioni a spese di quelli con alta densità di dislocazioni.

Spesso in sezione sottile si osserva che rocce fortemente deformate e che hanno subito ricristallizzazione dinamica (es. miloniti) hanno una forte tessitura. Il processo di ricristallizzazione dinamica è quindi importante per l'origine di orientazioni cristallografiche preferenziali.

Consideriamo la deformazione plastica di un aggregato policristallino monomineralico (Figura 4-9). All'inizio della deformazione i piani reticolari su cui si ha più facilmente scivolamento (piani con più basso *Critical Resolved Shear Stress*) sono orientati in modo casuale nell'aggregato. Per alcuni grani questi piani sono paralleli ai limiti della zona di taglio e quindi favorevolmente orientati per avere scivolamento (alto *Resolved Shear Stress*), per altri grani invece risulterà difficile la loro attivazione (basso *Resolved Shear Stress*). In un cristallo si avrà movimento di dislocazioni quando i piani reticolari su cui si ha più facilmente movimento di dislocazioni sono a 45° con σ_1 , risulterà invece difficoltoso quando questi piani reticolari sono paralleli o ortogonali a σ_1 .

In Figura 4-9a i cristalli 2 e 4 hanno i piani reticolari A con basso *Critical Resolved Shear Stress* orientati a 45° con σ_1 , cioè sono orientati parallelamente rispetto ai limiti della zona di taglio e risultano quindi essere i grani che si deformano più facilmente. Nel caso ideale di un cristallo

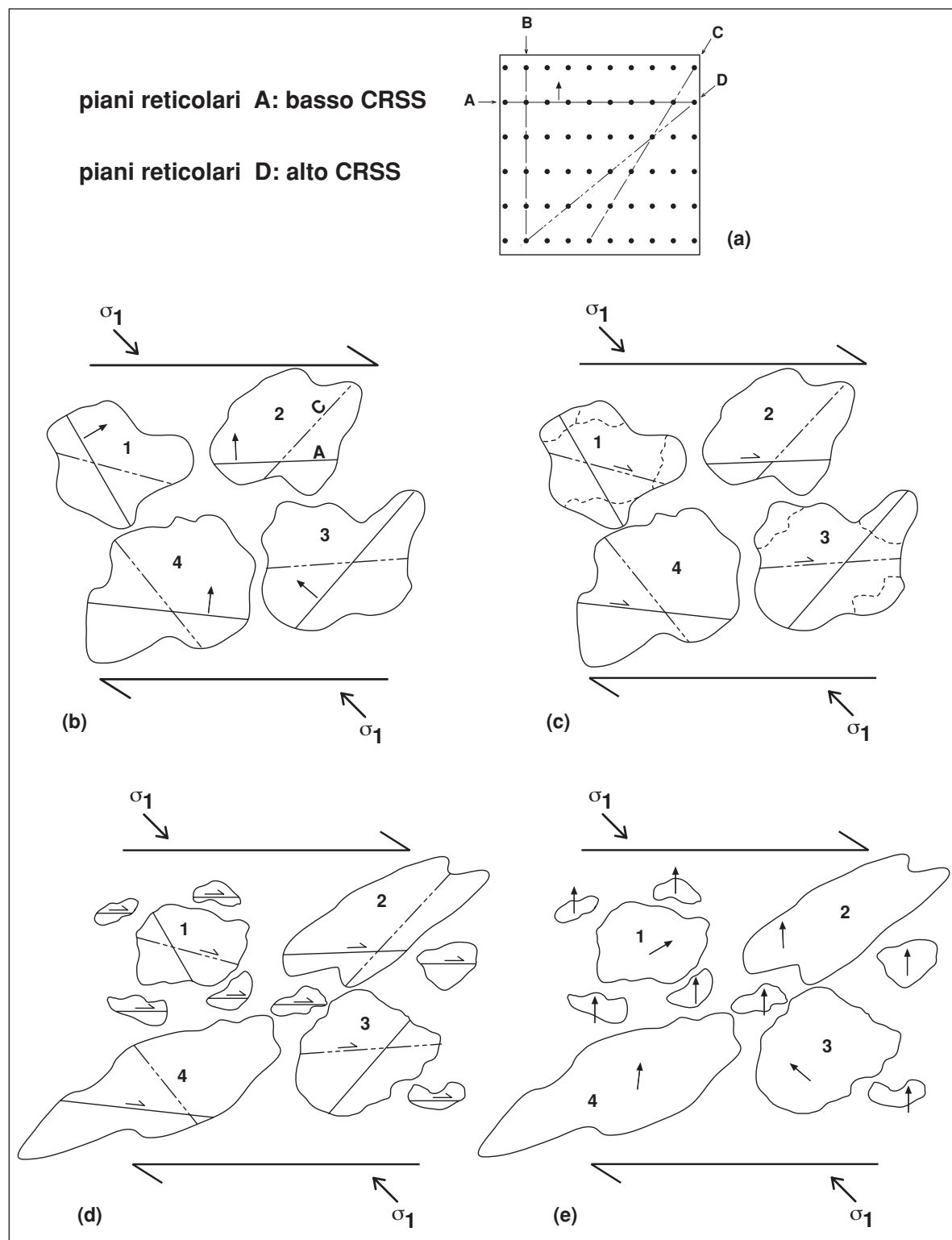


Figura 4-9 Ricristallizzazione dinamica di un aggregato policristallino monomineralico. Il processo di ricristallizzazione procede da (a) a (d).

perfetto con i piani reticolari con basso *Critical Resolved Shear Stress* paralleli ai limiti della zona di taglio, esso può acquisire una forma allungata esclusivamente a seguito del movimento di dislocazioni su tali piani reticolari (Figura 4-9b). E' utile ricordare che questo processo non porta

ad alcuna riorientazione della cristallografia (in Figura 4-9 indicata dalla freccia ortogonale al piano reticolare).

I grani in cui i piani reticolari su cui si ha più facilmente scivolamento non sono favorevolmente orientati rispetto ai limiti della zona di taglio, cioè sono ad alto angolo rispetto a questa, sono più difficili da deformare (grani 1 e 4 di Figura 4-9). Questo significa che essi potranno deformarsi solo con scivolamento su altri piani reticolari, più difficili da attivare (piani con più alto *Critical Resolved Shear Stress*). La deformazione di grani con scorrimento su piani con alto *Critical Resolved Shear Stress* porta alla formazione di numerosi difetti (dislocazioni): si può quindi affermare che i grani più difficili da deformare sono anche quelli con più alta densità di dislocazioni. Se la temperatura è sufficientemente alta da permettere *climb* di dislocazioni, si ha formazione di subgrani e quindi di grani. Cristalli con orientazione cristallografica non favorevole per avere scorrimento su piani con basso *Critical Resolved Shear Stress* tendono a scomparire ricristallizzando completamente.

Il meccanismo di ricristallizzazione per rotazione porta alla formazione di nuovi grani con un'orientazione differente rispetto al cristallo di partenza. La densità di dislocazioni nei nuovi grani può essere mantenuta a valori bassi e quindi i cristalli "sopravvivere", se i piani reticolari a basso *Critical Resolved Shear Stress* sono orientati favorevolmente per avere scivolamento. La ricristallizzazione dinamica per rotazione porta quindi allo sviluppo di orientazioni cristallografiche preferenziali, perché porta all'eliminazione di alcune orientazioni cristallografiche e alla conservazione di altre (Figura 4-10).

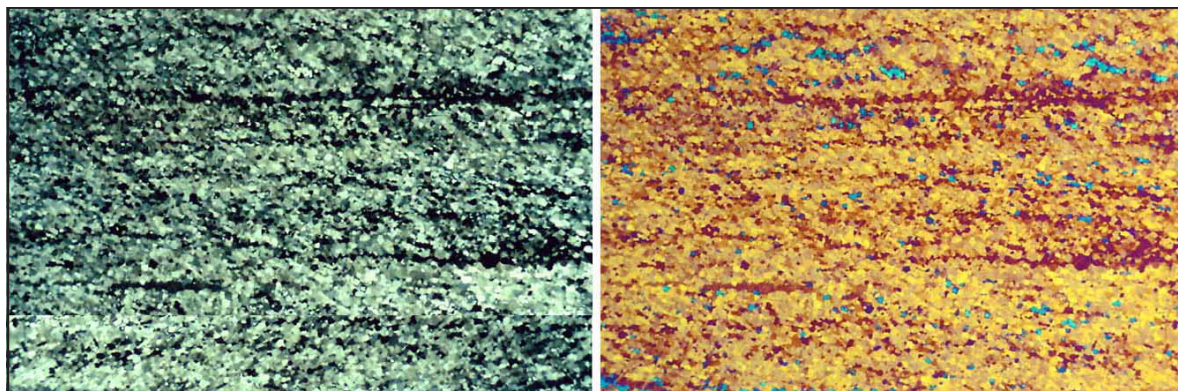


Figura 4-10 (a) Quarzo-milonite totalmente ricristallizzata per rotazione. Non è presente alcuna orientazione preferenziale della forma dei grani (b) La solita area con la lamina al quarzo inserita. Il solito colore di interferenza (giallo) nella quasi totalità dei grani indica una forte orientazione cristallografica preferenziale.

Nel caso di ricristallizzazione per migrazione dei contatti tra i grani, i cristalli che aumentano di volume sono quelli con bassa densità di dislocazioni. Come abbiamo visto, i cristalli con bassa densità di dislocazioni sono quelli con orientazione favorevole per avere scivolamento. Ne consegue che anche ricristallizzazione per migrazione dei contatti tra i grani (*grain boundary migration*) porta alla progressiva eliminazione dei grani orientati in modo non favorevole per avere scivolamento, producendo così orientazioni cristallografiche preferenziali (Figura 4-11).

Vediamo ora come si sviluppano orientazioni cristallografiche preferenziali in rocce policristalline reali a seguito di ricristallizzazione dinamica. Prendiamo l'esempio di un aggregato di cristalli di quarzo deformato in una zona di taglio (taglio semplice). I principali sistemi di scivolamento per il quarzo sono indicati in Tabella 1-1, in Figura 4-12 sono indicate le principali direzioni cristallografiche.

I piani reticolari con più basso *Critical Resolved Shear Stress* sono i piani *m,r*, *z* e *basali* (i piani ortogonali all'asse *c*) La ricristallizzazione dinamica porterà all'orientazione finale dei piani *m,r*, *z* e *basali* parallelamente ai limiti della zona di taglio. Se sono i prismi *m* ad essere parallei alla su-

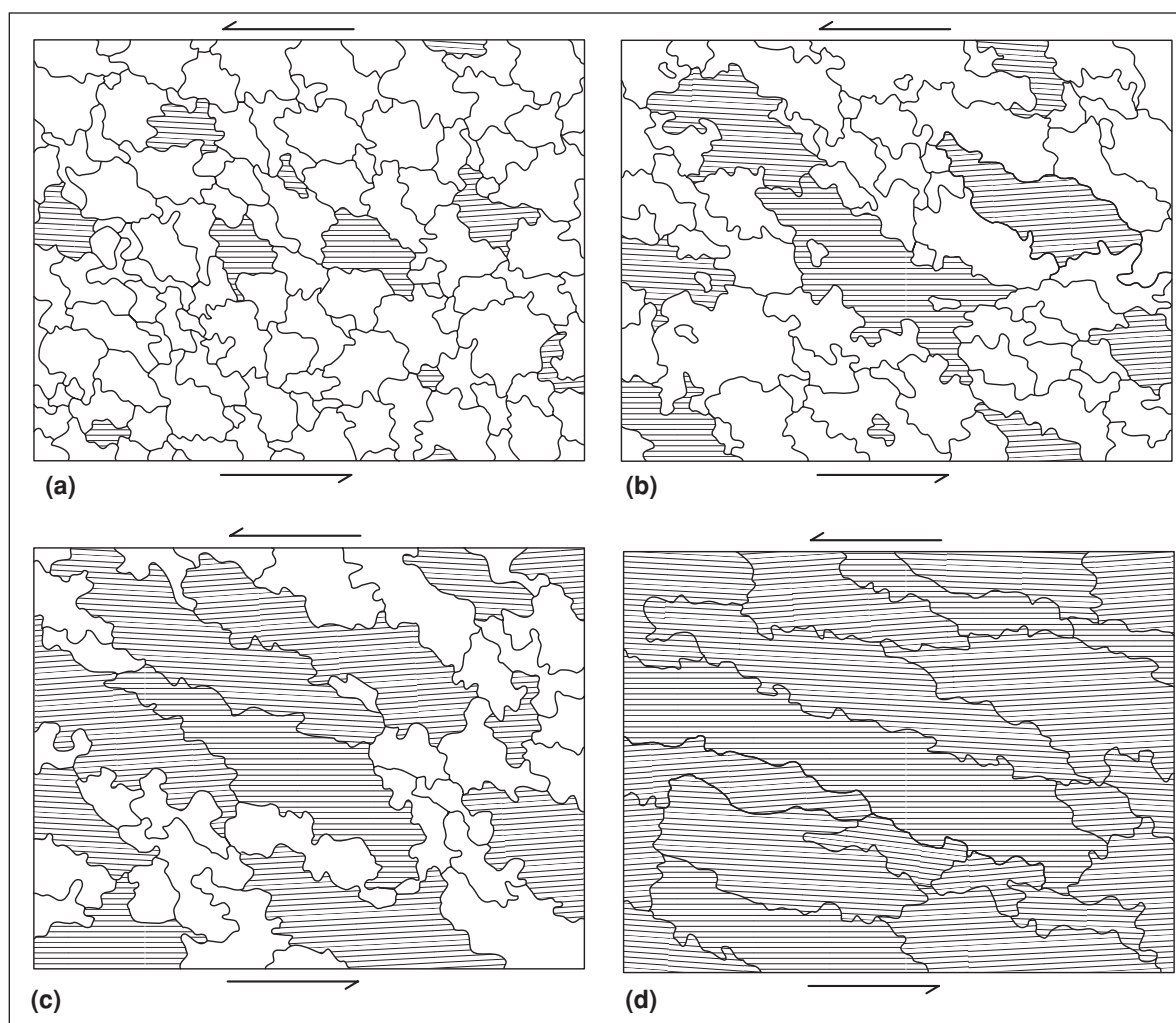


Figura 4-11 Sviluppo di una tessitura a seguito di ricristallizzazione per *grain boundary migration*.

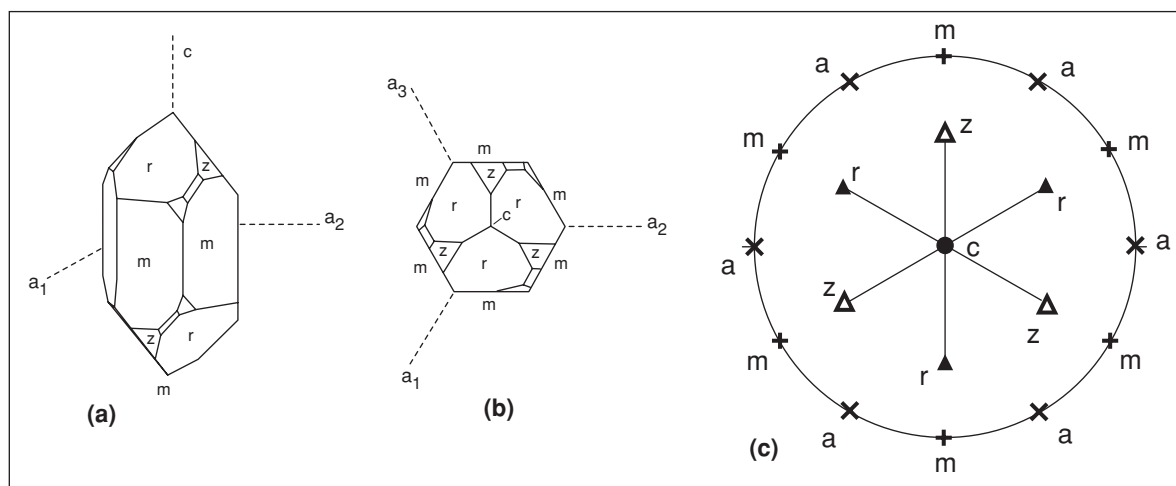


Figura 4-12 (a) Principali piani e direzioni cristallografiche nel quarzo. (b) Vista dall'alto. (c) Stesse direzioni e piani in proiezione stereografica.

perficie di taglio (Figura 4-13a), gli assi c saranno paralleli alla superficie di taglio e ortogonali alla direzione di taglio (Figura 4-13d). Se sono i rombi z (oppure r) ad essere paralleli alla super-

ficie di taglio (Figura 4-13b), gli assi c corrispondenti saranno inclinati rispetto alla zona di taglio (Figura 4-13e). Nel caso di piani *basali* paralleli ai limiti della zona di taglio (Figura 4-13c) l'asse c sarà ortogonale sia rispetto alla superficie di taglio che rispetto alla direzione di taglio (Figura 4-13d).

Tutti i sistemi di scivolamento citati hanno la direzione cristallografica $\langle a \rangle$ come direzione di scivolamento. Nella Figura 4-13d, e, f si può notare come la direzione $\langle a \rangle$ sia sempre parallela alla direzione di taglio.

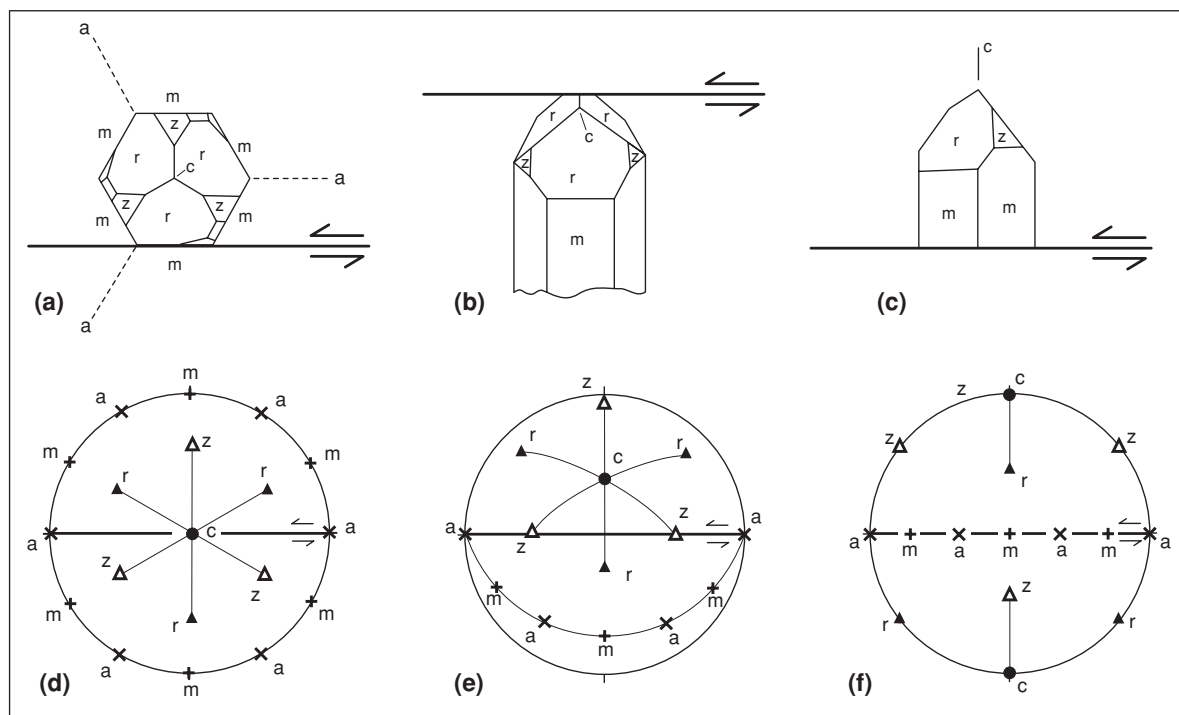


Figura 4-13 Orientazione dei principali piani cristallografici del quarzo rispetto alla zona di taglio, nel caso di ricristallizzazione con movimento di dislocazioni essenzialmente sui piani m (a) e (d), sui piani z (oppure i piani r) (b) e (e), sui piani ortogonali all'asse c (c) e (f).

Nella realtà possono essere attivi contemporaneamente tutti i sistemi di scivolamento visti (basi, rombi, prismi). In questo caso la tessitura risultante deriva dalla combinazione dei contributi dei differenti sistemi di scivolamento. Si misureranno cioè vari massimi degli assi c con orientazioni diverse rispetto ai limiti della zona di taglio.

Vediamo ora qualche caso reale. Come già detto, negli stadi avanzati di una deformazione accompagnata da ricristallizzazione dinamica i piani di scivolamento (*slip planes*) saranno paralleli ai limiti della zona di taglio e la direzione di scivolamento sarà parallela alla direzione di taglio, ogni singolo cristallo avrà inoltre cambiato la sua forma esterna (Figura 4-14). Ciò che noi osserviamo in una roccia deformata (es. milonite) sarà una foliazione definita dall'isorientazione di minerali allungati e una lineazione mineralogica o d'estensione, che rappresenta la direzione di movimento. Quando studiamo la tessitura di una roccia (mediante tavolino universale o goniometro a raggi X), dobbiamo sempre studiare una sezione della roccia ortogonale alla foliazione e parallela alla lineazione: le orientazioni cristallografiche che si ottengono sono quindi riportate in proiezioni stereografiche che hanno come riferimento la foliazione (E-W verticale, Figura 4-15) e la lineazione (E-W orizzontale). I piani di scivolamento (che non possono essere osservati in campagna!!) formano un angolo con la foliazione. In proiezione stereografica la normale ai piani di scivolamento non è quindi ortogonale rispetto alla foliazione, ma spostata coerentemente con il senso di taglio applicato.

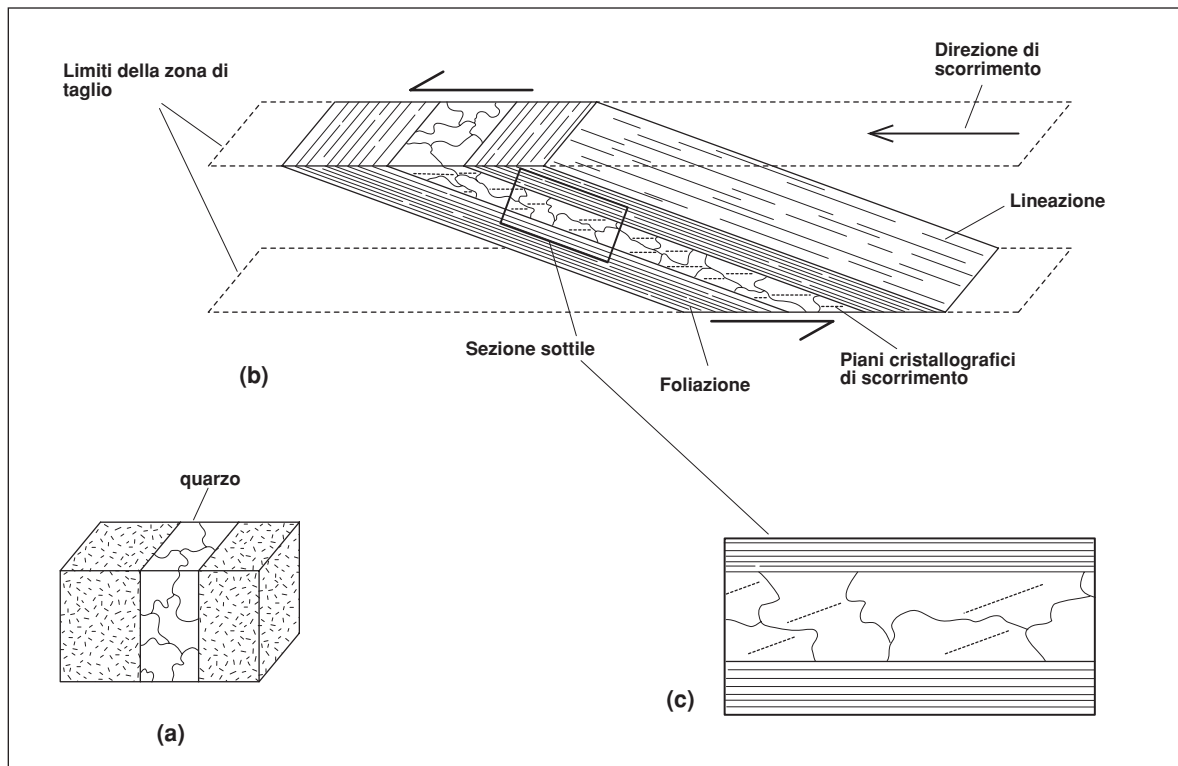


Figura 4-14 Deformazione e ricristallizzazione di un livello di quarzo in una zona di taglio.

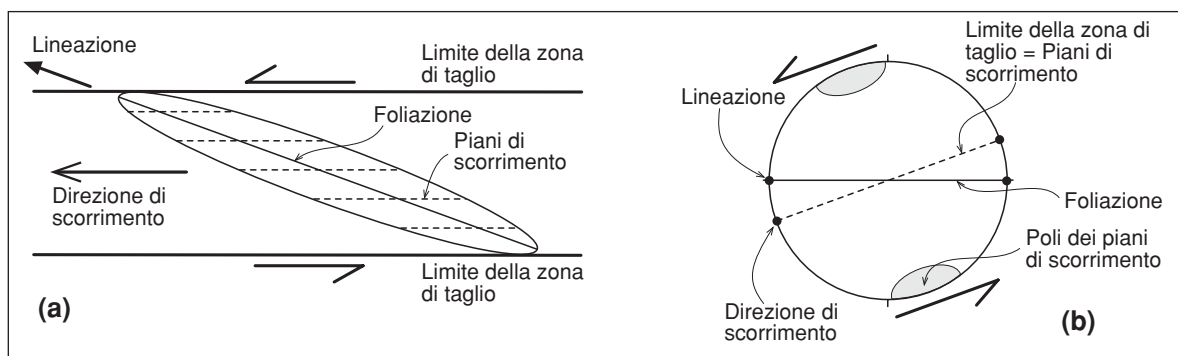


Figura 4-15 Relazioni tra foliazione, piani reticolari di scorrimento, lineazione di estensione e direzione di scorrimento in un a sezione ortogonale alla foliazione e parallela alla lineazione (a) e in proiezione stereografica (b).

Una tipica tessitura che si ottiene per una quarzite deformata in taglio semplice è schematizzata in Figura 4-16. L'orientazione cristallografica degli assi c forma un massimo continuo, che deriva dal contributo di vari sistemi di scivolamento. Questa distribuzione degli assi c è obliqua rispetto alla foliazione e ci fornisce un'indicazione sul senso di taglio presente.

Finora abbiamo considerato sempre una deformazione per taglio semplice, vediamo adesso cosa succede nel caso di taglio puro.

Ogni singolo cristallo che si deforma lo fa attivando un solo sistema di scivolamento, cioè un piano di scivolamento e una direzione di scivolamento. Una deformazione per taglio puro perciò si può avere solo ad una certa scala di osservazione della roccia e deve essere realizzata mediante l'attivazione contemporanea di differenti piani di scivolamento con orientazione e direzione di movimento opposta tra loro (Figura 4-17). Rispetto alla foliazione questo risulta in una deformazione per taglio puro.

Nel caso di cristalli di quarzo la distribuzione degli assi c non sarà più semplice come in Figura 4-16, ma si avrà una dispersione tipo quella riportata in Figura 4-17d.

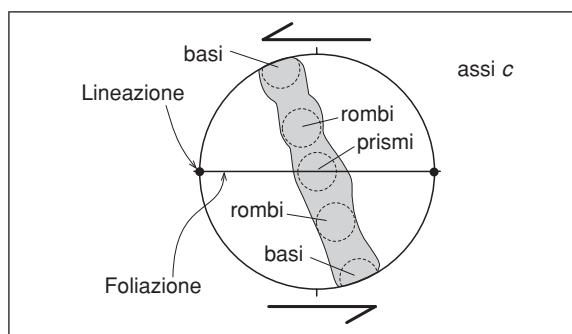


Figura 4-16 Distribuzione caratteristica degli assi cristallografici c del quarzo in una roccia deformata in taglio semplice, con senso di taglio sinistrale.

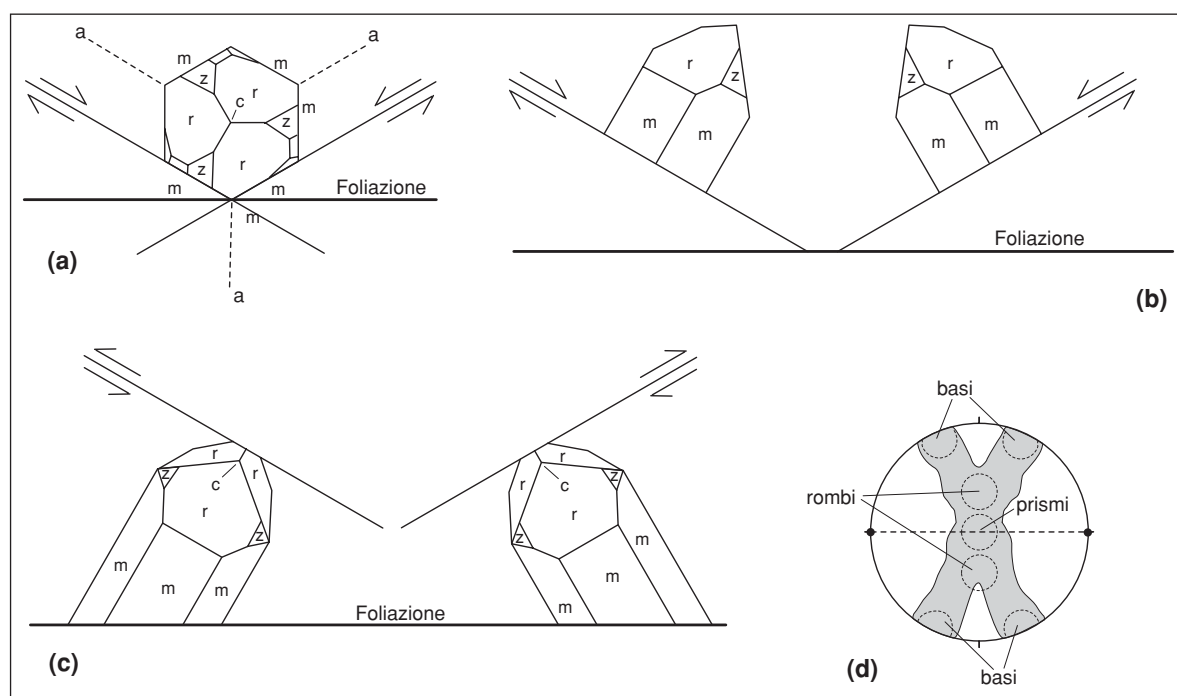


Figura 4-17 Orientazione dei principali piani cristallografici del quarzo rispetto alla zona di taglio, nel caso di ricristallizzazione con movimento di dislocazioni essenzialmente sui piani m (a), sui piani ortogonali all'asse c , sui piani z (oppure i piani r). (d) Proiezione stereografica caratteristica della distribuzione degli assi cristallografici c del quarzo in una roccia deformata in taglio puro.

In natura si possono avere porzioni di roccia che si deformano essenzialmente per taglio semplice e altri invece che si deformano per taglio puro. Se si misura la tessitura totale della roccia comprendendo domini che si sono deformati in modo differente, si possono avere tutte le situazioni intermedie tra la Figura 4-16 e la Figura 4-17d. Questa possibile graduale variazione tra i due termini estremi è schematicamente riportata in Figura 4-18.

Alcune tessiture comunemente misurate in quarzo-miloniti sono riportate in Figura 4-19.

In Figura 4-20 è riportato un esempio di tessitura misurata in una quarzo-milonite deformata in facies scisti verdi in condizioni di taglio semplice, la Figura 4-21 mostra l'interpretazione della tessitura. La tessitura di questa milonite è stata misurata in tre punti: 219(1), 219(2) e 219(3), come riportato in Figura 4-20i. Nei tre punti la tessitura cambia. Nel primo punto, 219(1), si ha

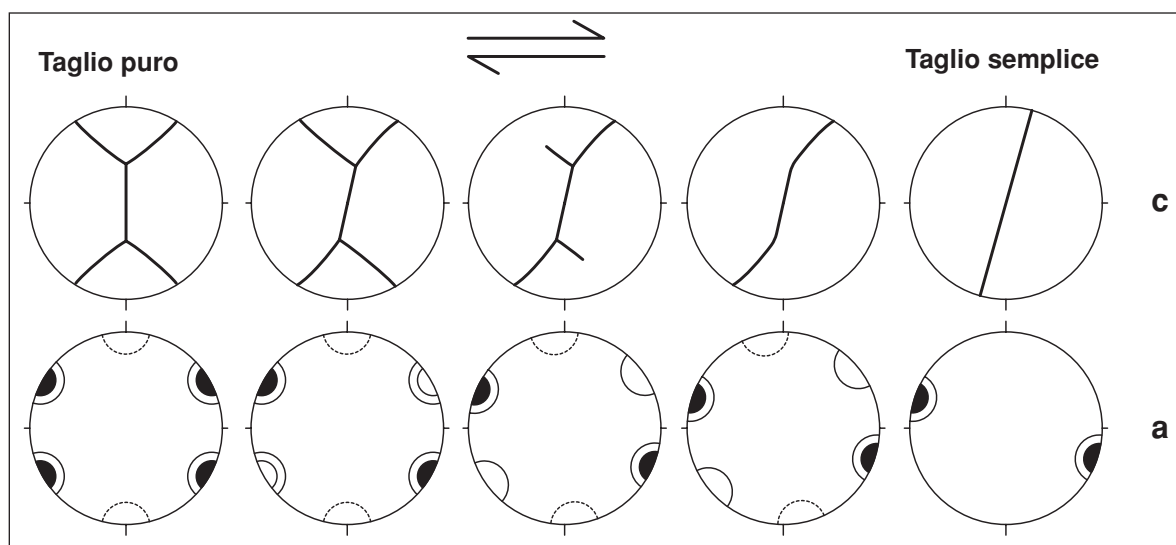


Figura 4-18 Rappresentazioni stereografiche schematiche della distribuzione degli assi c e della direzione cristallografica a del quarzo nel caso di deformazione per taglio puro, taglio semplice e in casi di deformazione con una componente di taglio puro e di taglio semplice.

essenzialmente scivolamento sulle basi (il massimo degli assi c è ortogonale alla foliazione), l'orientazione cristallografica assunta preferenzialmente dai cristalli di quarzo è riportata in Figura 4-20d. Nel secondo punto, 219(2), si ha scivolamento sulle basi e sui rombi (Figura 4-20h). Nel terzo punto, 219(3), si ha essenzialmente scivolamento sui rombi e limitatamente sui prismi e sulle basi.

4.5 Uso del tavolino universale per lo studio di tessiture

Se la grana della roccia è sufficientemente grande la sua tessitura può essere determinata in sezione sottile mediante l'uso del tavolino universale, per rocce a grana molto fine si ricorre invece ad altri metodi, quale l'uso di goniometri a raggi X o metodo fotometrici. Con il tavolino universale si determina l'orientazione cristallografica di un cristallo per volta, ruotando il cristallo fino a portare a coincidere la sua indicatrice ottica (oppure elementi morfologici quali clivaggio, ecc.) con direzioni caratteristiche del microscopio.

Il tavolino universale (Figura 4-22) viene montato sul piano del microscopio e può ruotare assieme al piano del microscopio attorno all'asse M, l'asse di rotazione proprio del microscopio. All'interno del tavolino universale viene fissata la sezione sottile, alla quale oltre a questa rotazione attorno all'asse M sono permesse altre rotazioni. La parte interna del tavolino universale, e quindi anche la sezione sottile, può essere ruotata attorno all'asse C, orientato E-W; il piatto su cui è posizionata la sezione sottile può essere inoltre ruotato attorno all'asse H, orientato N-S. La sezione sottile può infine essere rotata su se stessa, cioè attorno all'asse N normale al piano su cui è posizionata la sezione sottile.

E' utile ricordare che:

- $n_\gamma > n_\alpha$: assi dell'indicatrice ottica.
- n'_γ : nei cristalli uniassici è l'asse maggiore di una sezione qualsiasi dell'indicatrice ottica, l'altro semiasse è sempre n_α ($n_\gamma > n'_\gamma > n_\alpha$).

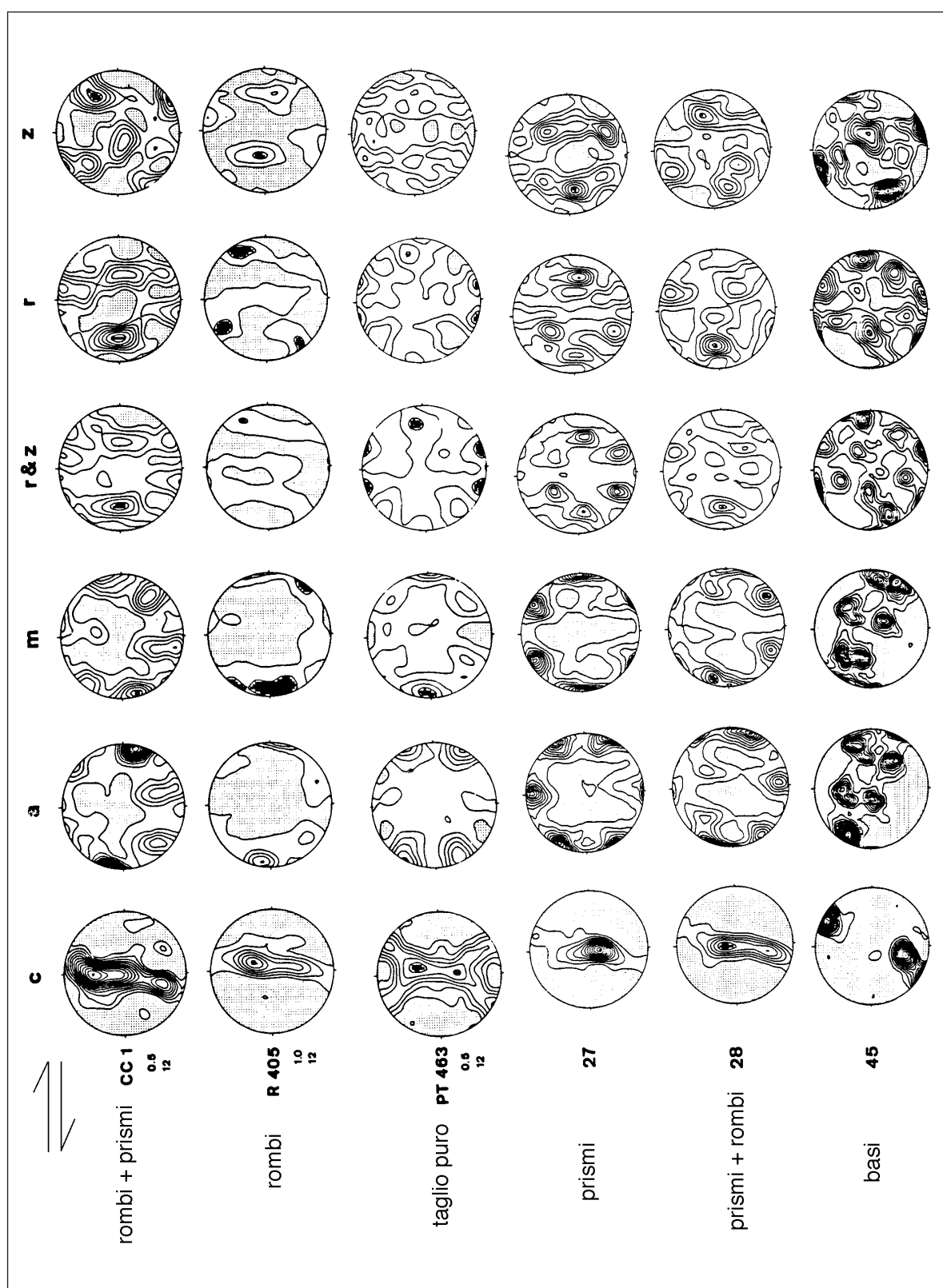


Figura 4-19 Tessiture in quarzo-miloniti.

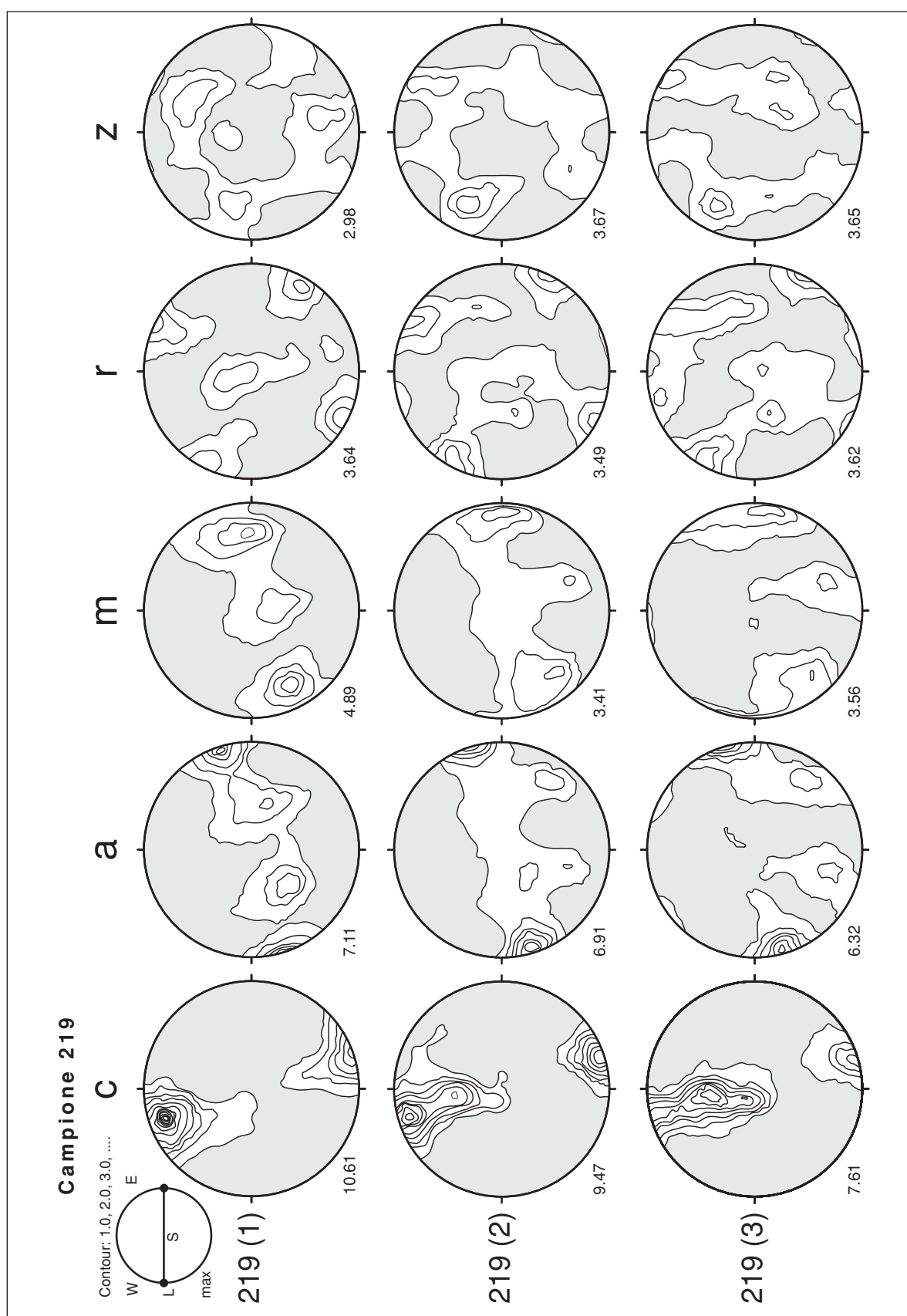


Figura 4-20 Tessiture misurate in tre punti (Figura 4-21i) in una quarzo-milonite (quarzo-milonite di Figura 4-10).

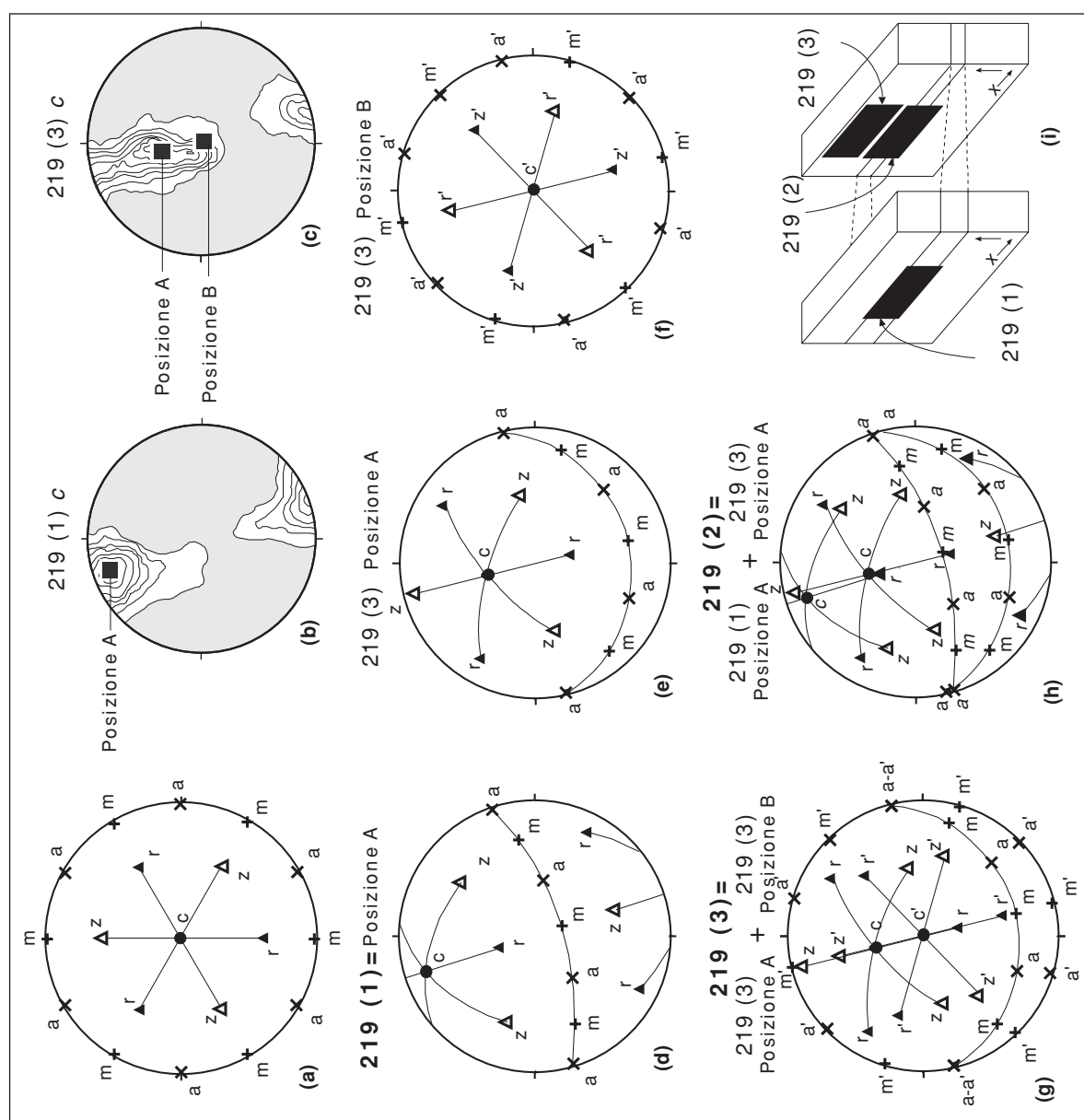


Figura 4-21 Orientazioni cristallografiche preferenziali relative alle tessiture di Figura 4-20.

Procedure preliminari di allineamento del tavolino universale

1. Dopo aver montato il tavolino universale se necessario centrare l'obiettivo rispetto all'asse di rotazione proprio del microscopio (M), ruotando cioè il piatto del microscopio e agendo sulle viti poste sull'obiettivo.
2. Portare a coincidere l'asse di rotazione interna del tavolino universale (N) con l'asse di rotazione del microscopio (M). Bloccare dapprima il piatto al corpo del microscopio con l'apposita vite. I due assi vengono fatti coincidere agendo sulle viti che bloccano il tavolino universale al piatto del microscopio e ruotando attorno all'asse N.
3. Con gli assi C e H nella posizione 0° (cioè con il piano della sezione sottile orizzontale) mettere il tavolino universale nella sua posizione iniziale con l'asse C parallelo alla linea E-W del microscopio e l'asse H parallelo N-S. Ciò viene fatto portando a coincidere la lettura 0° del piatto del microscopio con la linea di riferimento del corpo del microscopio. Mettere ora a fuoco la superficie dell'emisfero superiore (es. un grano di polvere). Ruotando attorno a C il grano di polvere dovrebbe muoversi parallelamente ai fili N-S del reticolo, se ciò non avvie-

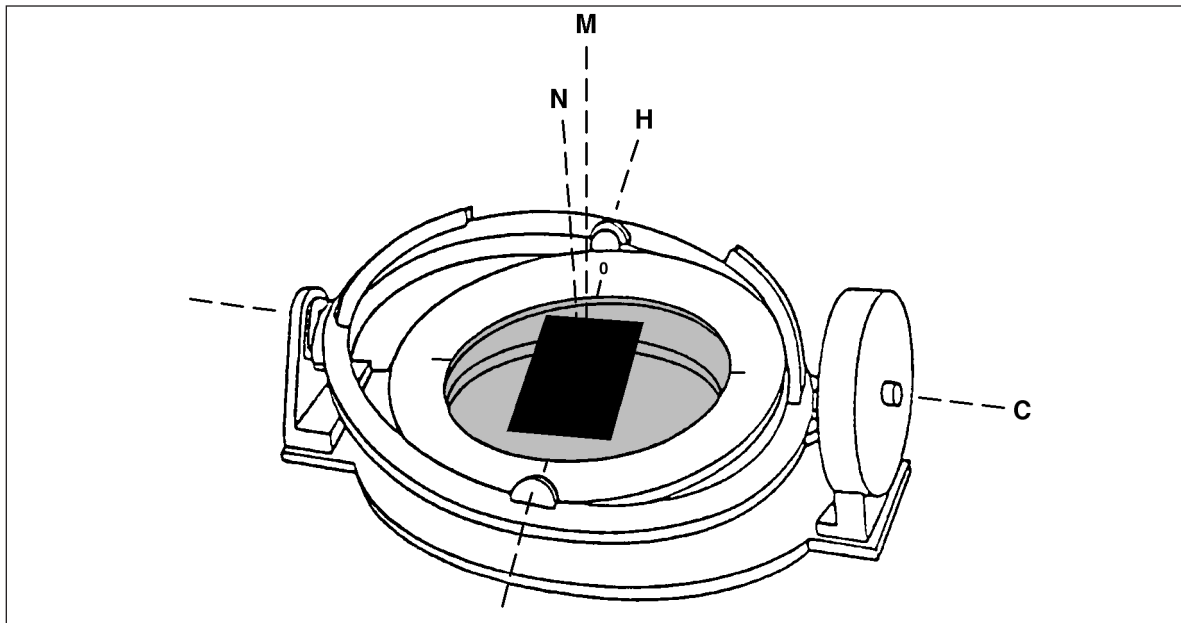


Figura 4-22 Tavolino universale con indicati i vari assi di rotazione, in nero è indicata la posizione della sezione sottile.

ne ruotare il piatto del microscopio e di conseguenza tutto il tav. univ. fino a che tale situazione non sia raggiunta (è sufficiente di solito una rotazione di 1° - 2°). Prendere nota della rotazione effettuata, questa posizione (es. 2° , 358°) rappresenta la vera posizione iniziale del tavolino universale rispetto al microscopio, con i due assi C e H rispettivamente paralleli ai fili E-W e N-S del reticolo.

4. Portare a coincidere la superficie della sezione sottile con il piano individuato dagli assi C e H. A questo scopo allentare leggermente la semisfera superiore e ruotare l'anello su cui è montata la semisfera inferiore. La rotazione dell'anello provoca un innalzamento o un abbassamento della sezione. Quando la sezione si trova sul piano degli assi durante una rotazione attorno a C e attorno a H la parte centrale della sezione dovrebbe rimanere a fuoco.

Determinazione asse ottico in cristalli uniassici (quarzo)

Per determinare l'orientazione dell'indicatrice ottica in cristalli uniassici bisogna portare n_{γ} a coincidere con l'asse C o M.

Portiamo inizialmente n'_{γ} a coincidere con l'asse di rotazione C (E-W): ruotiamo attorno a N e con l'aiuto dell'alamina a 45° portiamo la sezione all'estinzione con n'_{γ} E-W e n_{α} N-S.

Ottenuto n'_{γ} parallelo all'asse C si ruota secondo C nella direzione in cui si ha l'illuminazione migliore, a questo punto si porta ancora all'estinzione usando l'asse H. La sezione risulta ora estinta per qualsiasi movimento attorno a C.

In questa situazione sono possibili due diverse orientazioni dell'indicatrice ottica:

- a) n_{γ} coincidente con C e n_{α} coincidente con M,
- b) n_{γ} coincidente con M e n_{α} coincidente con C.

E' possibile distinguere i casi semplicemente ruotando il piatto del microscopio, e di conseguenza tutto il tavolo universale, attorno all'asse M. Nel caso (a) la sezione si illuminerà (n_{γ} coincidente con C), nel caso (b) la sezione rimarrà estinta (n_{γ} coincidente con M).

Bisogna ricordare che n_{γ} coinciderà con M alla fine delle operazioni sopra descritte quando n_{γ} formava già originariamente un angolo molto grande con il piano della sezione ($>45^{\circ}$). Ciò significa che la situazione (b) sarà raggiunta da quei cristalli che sono tagliati approssimativamente paralleli alla sezione principale dell'indicatrice ottica, cioè quelli che mostrano inizialmente bassi colori di interferenza.

Si leggono a questo punto i valori delle rotazioni effettuate attorno a N e a H, tenendo conto per quest'ultima lettura se il movimento è avvenuto in senso orario (parte sinistra sollevata, L) o antiorario (parte destra sollevata, R). Es. $N=320^\circ$ $H=30^\circ$ R. oppure $N=35^\circ$ $H=28^\circ$ L.

Costruzione di stereogrammi

La sezione viene inizialmente posizionata con il lato corto a contatto con la guida in metallo, questo lato risulterà parallelo alla direzione E-W e all'asse C del tavolino universale, il lato lungo sarà invece parallelo alla direzione N-S e all'asse H. Nel lucido i riferimenti presenti nella sezione avranno la stessa orientazione e il net la solita scala in gradi di N (da 0° a 360° in senso antiorario).

La procedura per riportare in uno stereogramma (emisfero di proiezione inferiore) le misure ottenute è differente a seconda se siamo nel caso (a) o (b) precedente:

1. n_γ coincidente con C. Si ruota il lucido del valore corrispondente alla lettura N. Il valore della lettura H si riporta sul diametro E-W partendo dalla periferia, si parte da destra se alla fine della misurazione la parte destra del piatto è sollevata (R), si parte dalla periferia sinistra se la parte sinistra è sollevata (L).
2. n_γ coincidente con M. Si ruota il lucido del valore corrispondente alla lettura N. Il valore della lettura H si riporta sul diametro E-W del net partendo dal centro: ci si muove verso sinistra se la parte destra del piatto risulta sollevata (R), ci si sposta dal centro verso destra se la parte sinistra è sollevata.

4.6 Bibliografia

- 4-1 EMMONS, R.C. 1943 : The Universal Stage. Geological Society of America Memoir, v. 8, Boulder.
- 4-2 ETCHECOPAR, A. 1977 : A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. Tectonophysics, v. 39, pp. 121-139.
- 4-3 JESSEL, M.W. 1988 : Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates - II. Example model runs. Journal of Structural Geology, v. 10, pp. 779-793.
- 4-4 LAW, R.D. 1990 : Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London Special Publications, v. 54, pp. 335-352.
- 4-5 LAW, R.D., SCHMID, S.M. & WHEELER, J. 1990 : Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. Journal of Structural Geology, v. 12, pp. 29-45.
- 4-6 LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. 1980 : The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. Journal of Structural Geology, v. 2, pp. 355-371.
- 4-7 NIKITIN, W.W. 1936 : *Die Fedorow-Methode*. Gebr. Bornträger, Berlin, 109 pp.
- 4-8 PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996 : *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 pp.
- 4-9 REINHARD, M. 1931 : *Universaldrehtischmethoden*. Wepf, Basel, 120 pp.
- 4-10 SCHMID, S.M. & CASEY, M. 1986 : Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Eds.), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 36, pp. 263-286.

- 4-11 SCHMID, S.M. 1994 : Textures of geological materials: computer model predictions versus empirical interpretation based on rock deformation experiments and field studies. In: BUNGE, H.J., SIEGESMUND, S., SKROTZKI, W. & WEBER, K. (Eds.), *Textures of Geological Materials*. Informationsgesellschaft Verlag, Oberursel, pp. 279-301.
- 4-12 TWISS, R.J. & MOORES, E.M. 1992 : *Structural Geology*. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- 4-13 TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963 : *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw Hill, New York, 545 pp.
- 4-14 WENK, H.-R. & CHRISTIE, J.M. 1991 : Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 13, pp. 1091-1110.
- 4-15 WENK, H.-R. 1985 : *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to Moderne Texture Analysis*. Academic Press, Orlando, Florida, 610 pp.
- 4-16 WENK, H.-R. 1985 : Measurement of pole figures. In: WENK, H.-R. (ED.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to Moderne Texture Analysis*. Academic Press, Orlando, Florida, pp. 11-47.

5 INDICATORI CINEMATICI

In una roccia sottoposta a deformazione non coassiale in una zona di taglio è possibile definire (a) una **rotazione esterna** (*spin*) che rappresenta la rotazione di un corpo rispetto ad un sistema di coordinate esterne (per esempio i limiti della zona di taglio) e (b) una **rotazione interna** (*vorticity*) che rappresenta la rotazione di un corpo rispetto ad un sistema di coordinate interne. Indicatori cinematici sono strutture facilmente riconoscibili che testimoniano la componente rotazionale della deformazione, essi possono essere usati per determinare il senso di movimento durante la deformazione.

Solo raramente in natura è possibile osservare l'asimmetria di un elemento lineare o planare rispetto ad un riferimento esterno, perché solo in alcuni casi fortunati è possibile riconoscere l'oggetto deformato ed i limiti di una zona di taglio (Figura 5-1a). Solitamente si può riconoscere l'asimmetria di un oggetto rispetto ad un sistema di riferimento interno, come ad esempio, l'orientazione di un porfiroclasto rispetto ad una foliazione o ad un altro oggetto deformato nella solita zona di taglio (Figura 5-1b).

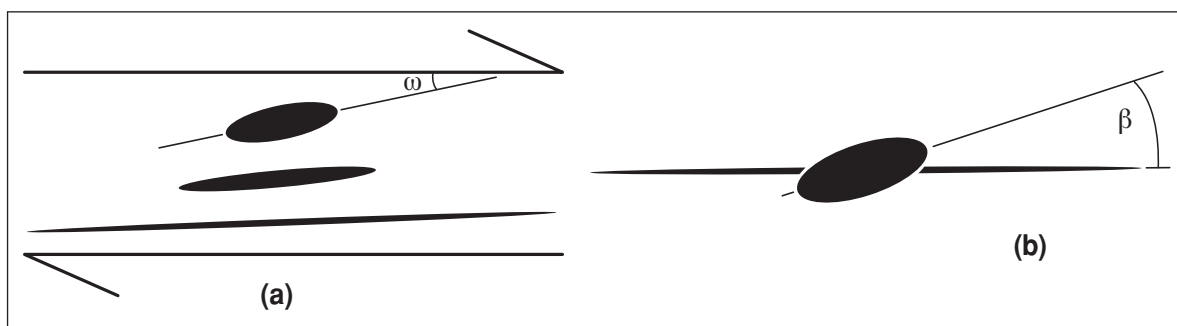


Figura 5-1 (a) Rotazione esterna (ω) e (b) rotazione interna (β) in una zona di taglio.

La massima asimmetria si osserva nel piano parallelo alla lineazione e ortogonale alla foliazione, in quanto su questo piano è massimo il rapporto assiale dell'ellissoide dello strain ed è massima la componente rotazionale della deformazione. Le sezioni sottili per lo studio microstrutturale e tessiturale vanno perciò tagliate parallelamente a questo piano (Figura 5-2), che contiene la direzione di trasporto. Tutte le figure di sezioni sottili in questo capitolo si riferiscono a sezioni ortogonali alla foliazione e parallele alla lineazione.

In questo capitolo vengono presi in considerazione i principali indicatori cinematici presenti in miloniti. Indicatori cinematici presenti in cataclasiti e comunque non legati a processi di ricristallizzazione dinamica non sono discussi (orientazione di fratture, fratture di Riedel, *slip-sense*, fibre in ombre di pressione, ecc.).

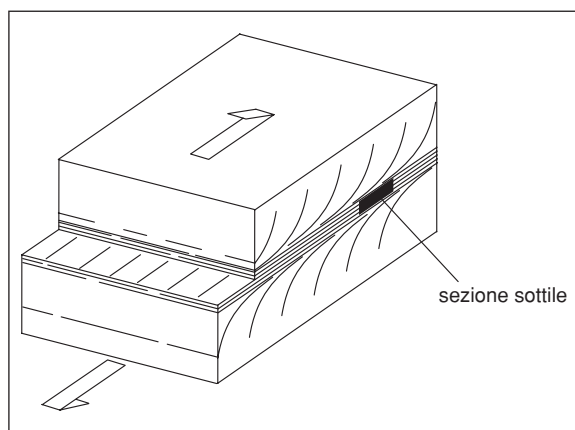


Figura 5-2 Orientazione di una sezione sottile (rettangolo in nero) per studio di indicatori cinematici in una zona di taglio.

5.1 Porfiroclasti asimmetrici

Porfiroclasti sono cristalli o aggregati di cristalli di grandi dimensioni rispetto ad una matrice a grana fine. I minerali che più comunemente formano porfiroclasti sono feldspati, muscovite, granati, pirosseni, orneblenda, ecc. Generalmente in quarzo miloniti si osservano porfiroclasti di feldspati e muscovite (*mica-fish*), mentre in calcite miloniti si possono avere porfiroclasti di dolomite in una matrice di calcite (Figura 5-3).

Attorno ai porfiroclasti si possono avere code di ricristallizzazione: se la specie mineralogica che ricristallizza è la stessa del porfiroclasto si parla di porfiroclasti ricristallizzati (*mantled porphyroclast*), se invece è un'altra specie mineralogica si tratta di code di pressione (*pressure shadow*, *strain shadow*). Di seguito verranno trattati solo porfiroclasti ricristallizzati e di forma inizialmente sferica.

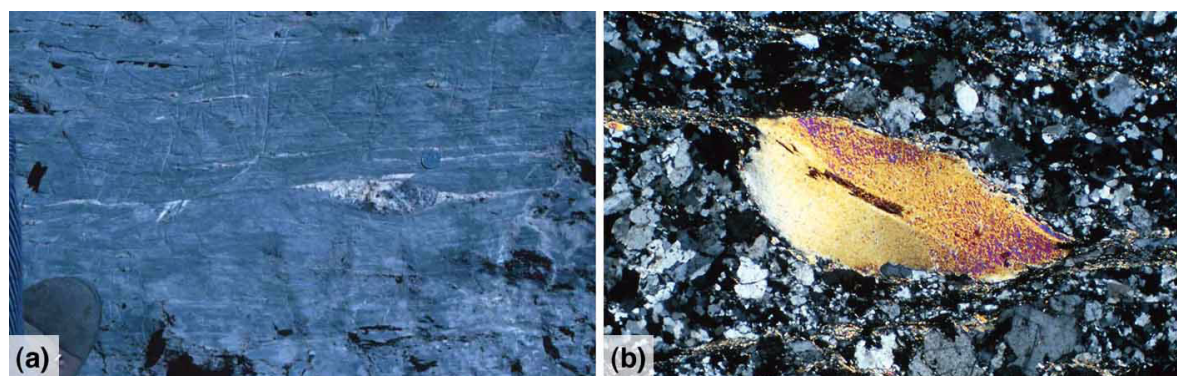


Figura 5-3 (a) Porfiroclasto di dolomia in una milonite carbonatica. (b) Porfiroclasto di muscovite (*mica-fish*) in una quarzo-milonite.

Code attorno a porfiroclasti si formano a seguito di ricristallizzazione sintettonica del porfiroclasto. Durante una deformazione plastica (es. in una milonite) la ricristallizzazione interessa inizialmente la parte esterna del porfiroclasto (struttura *core-mantle*, cfr. Figura 3-14 e Figura 3-15a), i nuovi grani che si formano vengono poi ruotati più velocemente del porfiroclasto a causa del flusso della matrice. In questo modo diminuisce progressivamente il volume del porfiroclasto e aumentano le dimensioni della coda ricristallizzata (Figura 5-4).

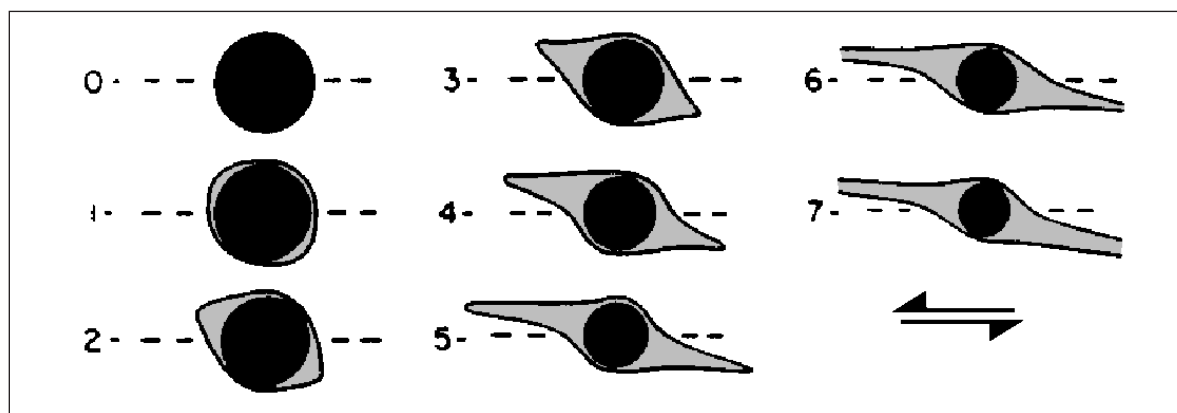


Figura 5-4 Diminuzione delle dimensioni di un porfiroclasto (in nero) ed aumento delle code ricristallizzate (in grigio) durante una ricristallizzazione sintettonica.

Possono essere distinti i seguenti tipi di porfiroclasti ricristallizzati (Figura 5-5):

- tipo ϕ :** Le code ricristallizzate hanno simmetria ortorombica.
- tipo σ :** Le code ricristallizzate hanno simmetria monoclinica. Si ha una grande quantità di materiale ricristallizzato in prossimità del porfiroclasto e le due code hanno una posizione una superiore e una inferiore rispetto alla linea mediana (a tratteggio in Figura 5-5) che passa per il centro del porfiroclasto ed è parallela alla foliazione (*stair stepping*).
- tipo δ :** Le code ricristallizzate hanno simmetria monoclinica. Esse mostrano una caratteristica curvatura vicino al porfiroclasto che porta la coda ad attraversare la linea mediana. Si può avere una geometria *stair stepping* oppure no. Solitamente in clasti tipo δ le code hanno dimensioni minori rispetto ai clasti tipo σ .
- porfiroclasti complessi:** Le code ricristallizzate hanno simmetria monoclinica. Sono caratterizzati dall'avere più di un sistema di code.

La posizione delle code rispetto alla linea mediana che passa per il centro del porfiroclasto ed è parallela alla foliazione principale ci fornisce indicazioni sul senso di taglio della roccia. I porfiroclasti ricristallizzati con geometria *stair stepping* possono quindi essere usati come indicatori cinematici.

Vediamo ora i fattori che portano alla formazione dei differenti tipi di porfiroclasti. I possibili vettori spostamento in prossimità di un porfiroclasto che ruota in una matrice sono riportati in Figura 5-6, il limite tra i movimenti ellittici vicino al porfiroclasto e il flusso della matrice è detto *separatrix*. La *separatrix* può assumere due forme estreme: come riportato in Figura 5-6a (*eye-shaped*) oppure come riportato in Figura 5-6b (*bow-tie*). La forma è influenzata dalla forma iniziale del porfiroclasto, dalla reologia della matrice, dalla vorticità e dallo strain finito. La geometria della coda che ricristallizza dipenderà quindi dalla forma della *separatrix*, dalla quantità del materiale ricristallizzato, dalla velocità di ricristallizzazione e dalla velocità di deformazione.

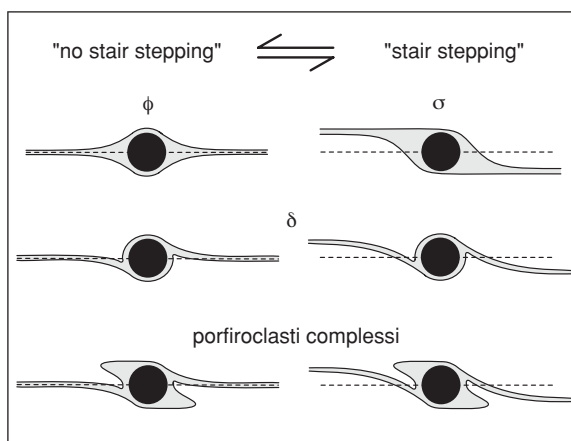


Figura 5-5 Classificazione di porfiroclasti in funzione della posizione delle code rispetto alla linea mediana.

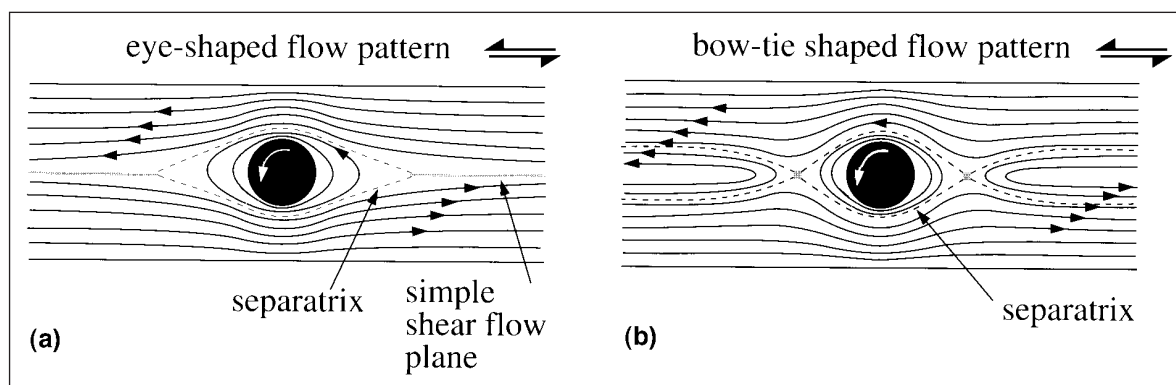


Figura 5-6 Tipi di flusso della matrice in vicinanza di un porfiroclasto.

Nel caso di una *eye shaped separatrix* si ha formazione di code senza una geometria *stair stepping*. Se il rapporto tra velocità di ricristallizzazione ($\dot{R}$) e velocità di deformazione ($\dot{\gamma}$) è basso si for-

meranno porfiroclasti simmetrici tipo δ (Figura 5-7a). Se invece il rapporto $\dot{R}/\dot{\gamma}$ è alto si avrà la formazione di porfiroclasti simmetrici tipo ϕ (Figura 5-7b).

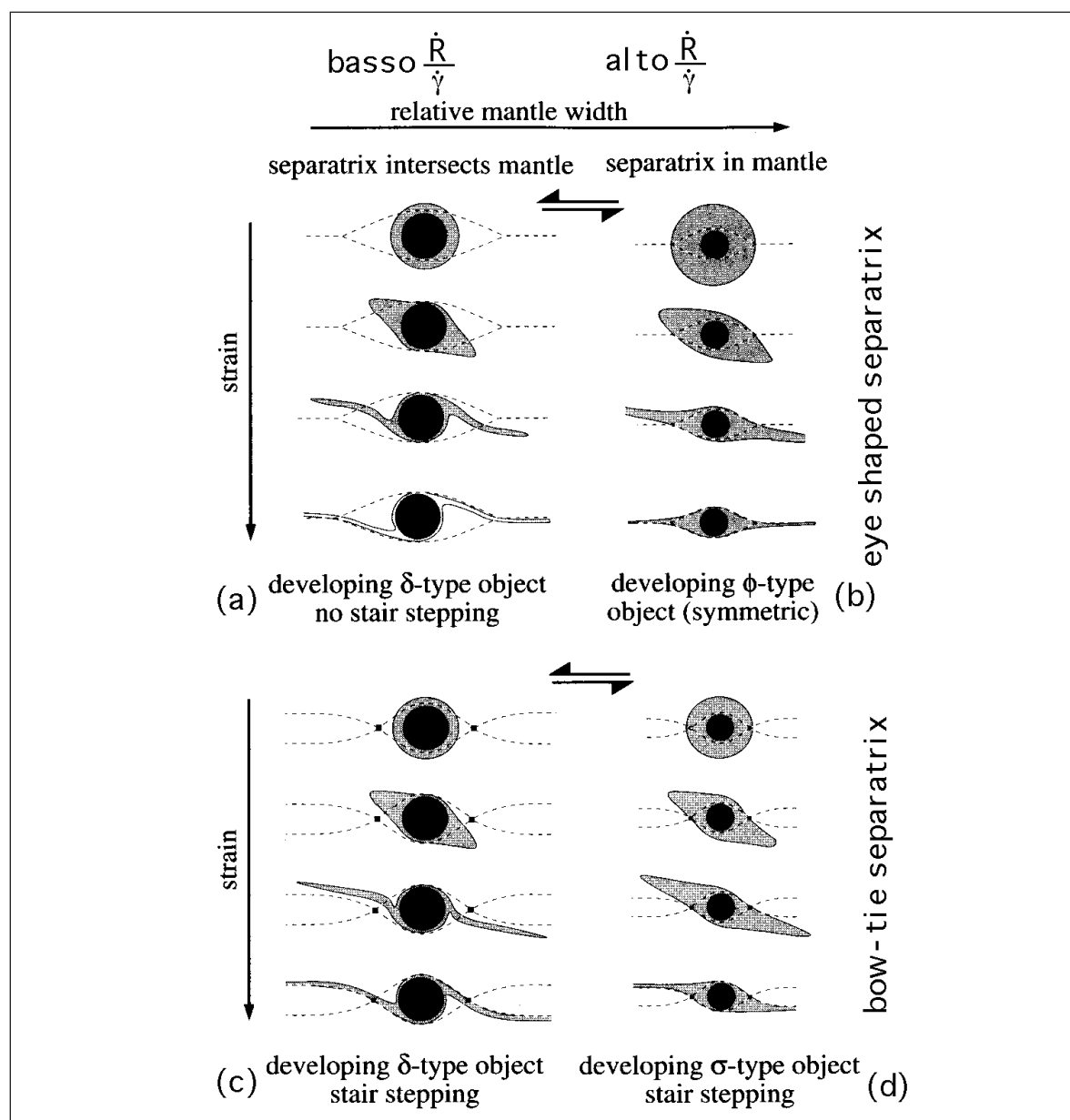


Figura 5-7 Formazione di vari tipi di porfiroclasti in funzione della velocità di ricristallizzazione ($\dot{R}$), della velocità di deformazione ($\dot{\gamma}$) e del tipo di flusso della matrice.

Nel caso di una *bow-tie separatrix* si ha formazione di code con geometria *stair stepping*. Se il rapporto $\dot{R}/\dot{\gamma}$ è basso si avrà formazione di porfiroclasti asimmetrici tipo δ (Figura 5-7c). Se il rapporto $\dot{R}/\dot{\gamma}$ è invece alto si formeranno porfiroclasti asimmetrici tipo σ (Figura 5-7d).

Porfiroclasti con geometria complessa si sviluppano quando velocità di ricristallizzazione e/o velocità di rotazione non rimangono costanti durante la deformazione.

Oltre a code ricristallizzate, in prossimità di porfiroclasti si possono formare altre strutture che possono essere usate come indicatori cinematici: pieghe (*quarter fold*) e aree con forte concentrazione di minerali insolubili (*quarter mat*).

Quarter fold

Si tratta di pieghe che si formano in due quadranti diametralmente opposti rispetto al centro del porfiroclasto (Figura 5-8a), a causa delle perturbazioni del flusso della matrice causate dal porfiroclasto. Attorno ad un porfiroclasto (Figura 5-8b) localmente le direzioni di estensione possono essere diverse rispetto alla direzione generale di estensione. Avendo la foliazione orientazioni diverse indotte dalla presenza del porfiroclasto, in due quadranti (1 e 3) la foliazione cade nel campo dell'allungamento, mentre nei quadranti 2 e 4 cade nel campo del raccorciamento. In questi due ultimi quadranti è perciò possibile lo sviluppo di pieghe nella foliazione.

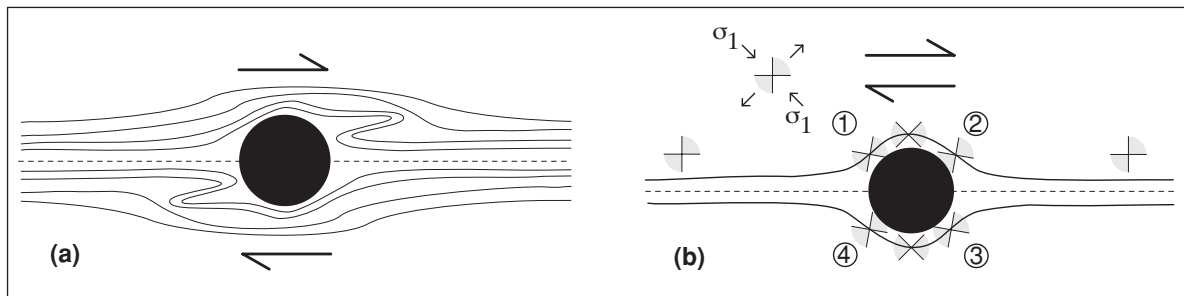


Figura 5-8 Formazione di *quarter fold*.

Quarter mat (o strain cap)

Nei quadranti 1 e 3 di Figura 5-8b si ha raccorciamento orogonalmnte alla foliazione. Questo porta alla progressiva rimozione dei minerali più facilmente solubili (es. quarzo nel caso di quarzo miloniti) e ad una maggiore concentrazione di minerali relativamente insolubili (es. miche, Figura 5-9). La posizione asimmetrica di queste due zone arricchite in minerali relativamente insolubili rispetto alla foliazione principale e al centro del porfiroclasto è quindi un indicatore cinematico.

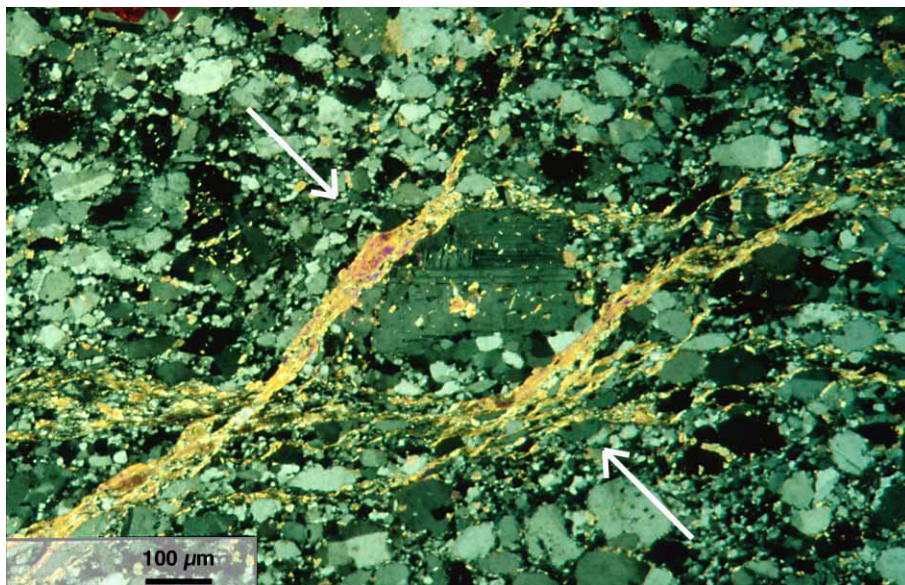


Figura 5-9 *Quarter mat*, le frecce indicano la direzione di σ_1 , il senso di taglio è destro nella foto.

5.2 Foliazioni complesse

Durante un evento deformativo in una roccia si possono sviluppare altre foliazioni oltre a quella principale (foliazioni complesse), i rapporti angolari tra le varie foliazioni rappresentano degli indicatori cinematici. I più comuni tipi di foliazioni complesse utilizzati per determinare il senso di movimenti sono le superfici S-C e le *shear band*.

5.2.1 Superfici S-C

Foliazioni oblique tra loro si possono formare perché in natura in una zona di taglio non si ha una distribuzione omogenea dello strain, ma si formano livelli in cui la deformazione è maggiore che isolano zone in cui la deformazione è minore (*strain partitioning*) (Figura 5-10). I livelli a

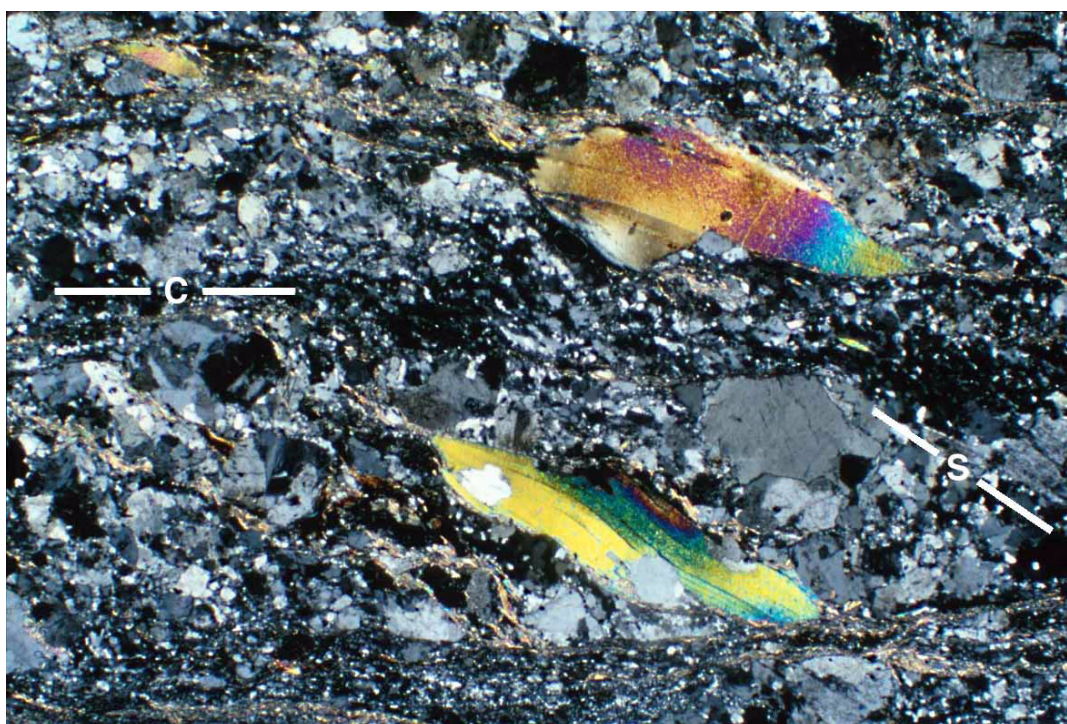


Figura 5-10 Superfici S-C in un granitoide deformato (il senso di taglio è sinistro).

maggiore deformazione sviluppano una foliazione penetrativa che per alti valori di strain è subparallela ai limiti della zona di taglio (superfici C, dal francese *cisaillement*) e rappresenta la foliazione milonitica più evidente, sia in affioramento che in sezione sottile (Figura 5-11a). Nelle porzioni meno deformate invece i minerali saranno solo parzialmente ruotati nella direzione di trasporto e formeranno un angolo maggiore con i limiti della zona di taglio. Questi ultimi minerali definiscono un'altra foliazione (superfici S, dal francese *schistosité*) obliqua rispetto alle superfici C. L'osservazione dei rapporti angolari tra le superfici S e C ci fornisce indicazioni sul senso di taglio che ha interessato la roccia.

In un profilo attraverso una zona di taglio (Figura 5-11b) l'angolo tra le superfici S e C diminuisce verso il centro della zona di taglio, dove solitamente la deformazione è maggiore. Nella parte centrale della zona di taglio, se lo strain è sufficientemente alto, si osserva il quasi completo

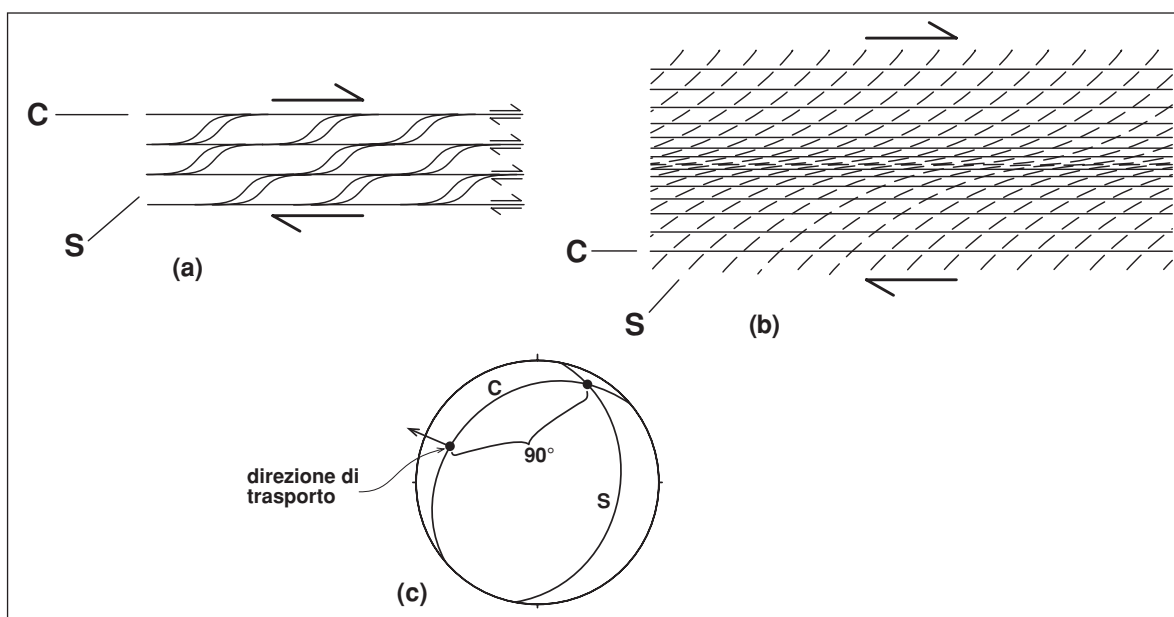


Figura 5-11 (a), (b) Orientazione delle superfici S-C in una zona di taglio. (c) Determinazione in proiezione stereografica della direzione di trasporto in una zona di taglio, nota la giacitura delle superfici C (320/25 nell'esempio della figura) e delle superfici S (101/33 nella figura). Si riportano come grandi cerchi le superfici C e S e si determina l'intersezione (27/10 nella figura). Successivamente si ruota la direzione di intersezione di 90° sul piano C, spostandosi dall'intersezione di 90° lungo il grande cerchio che rappresenta la superficie C. Il punto così ricavato (293/22 nella figura) è la direzione di trasporto. Il senso di trasporto (freccia verso l'esterno o verso l'interno nello stereogramma) si ricava dalla relazione angolare tra le superfici S e C.

parallelismo tra le due superfici e in affioramento o in sezione sottile si osserverà una sola foliazione milonitica pervasiva.

Dalla Figura 5-2 e dalla Figura 5-11 è evidente che la linea intersezione tra le superfici S e C è ortogonale alla lineazione di estensione che si sviluppa nella zona di taglio. Se in affioramento è possibile misurare la giacitura delle superfici S e delle superfici C è possibile in proiezione stereografica ricavare la direzione di trasporto della zona di taglio. La direzione di trasporto è contenuta sul piano C ed è ortogonale all'intersezione tra le superfici S e C (Figura 5-11c).

5.2.2 *Shear band*

Con questo termine si intendono zone di taglio a piccola scala in miloniti, con movimento sintetico rispetto al senso generale di trasporto (Figura 5-12). Localmente le *shear band* tagliano la foliazione milonitica, ma dopo breve tratto diventano parallele ad essa e successivamente perdono progressivamente di importanza (Figura 5-13). L'angolo che le *shear band* formano con la foliazione milonitica dà indicazioni sul senso di taglio.

Shear band si formano durante gli stadi finali della deformazione, generalmente in miloniti con una foliazione ben sviluppata, per problemi di compatibilità di strain. In una milonite ricca in fillosilicati si forma facilmente una foliazione che, per alti valori di strain, forma un piccolo angolo con i limiti della zona di taglio (Figura 5-14a). Durante il processo di milonitizzazione si ha quindi spostamento di materiale lungo la superficie di anisotropia (la foliazione) e non parallelamente ai limiti della zona di taglio, cosa incompatibile con la geometria generale della zona di taglio, in quanto si avrebbe un aumento dello spessore della zona di taglio. Si rende di conseguenza necessaria la presenza di locali zone di taglio (*shear band*) con geometria tipo faglie normali immergenti nella direzione di trasporto (Figura 5-14b), cioè con movimento sintetico rispetto alla zona di taglio principale. Queste zone di taglio compensano il movimento di

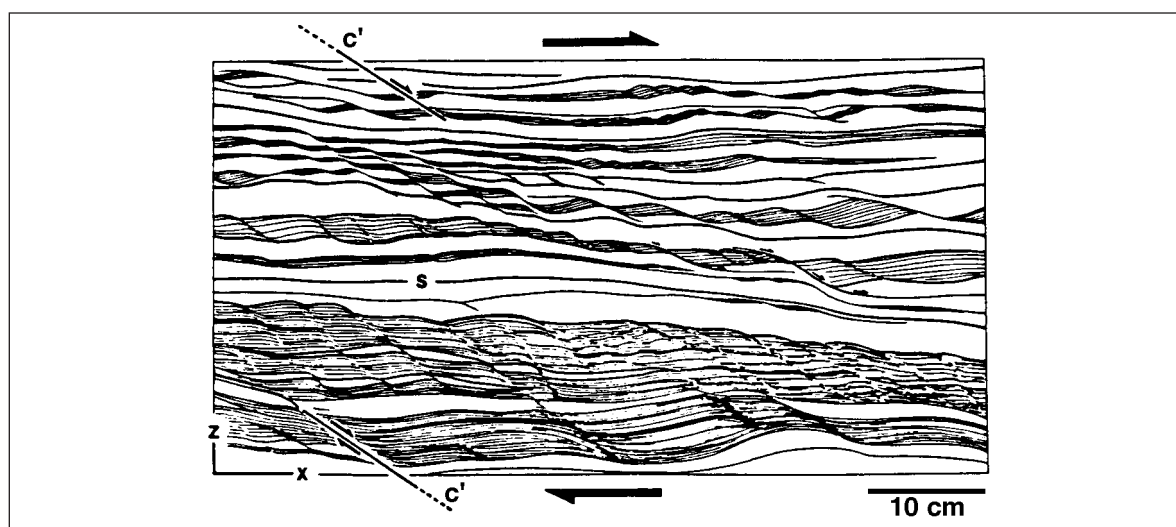


Figura 5-12 Disegno di una quarzo-milonite con *shear band*. In bianco i livelli quarzatici che si alternano a livelli fillosilicatici. S è la foliazione principale, c' le *shear band*.

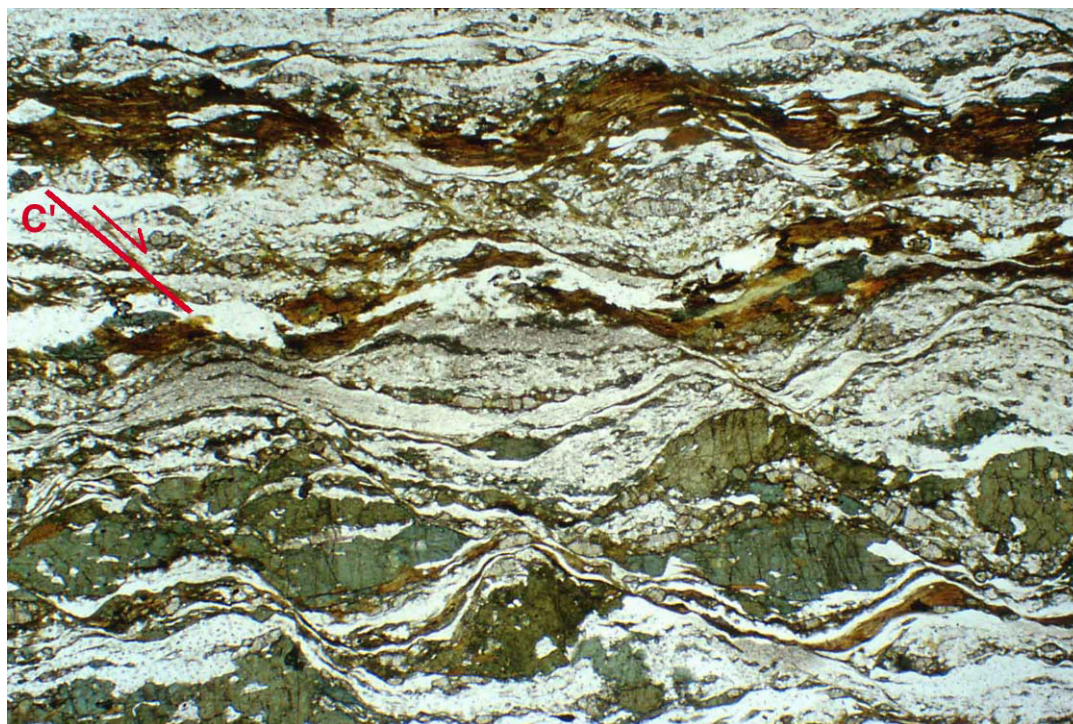


Figura 5-13 *Shear band* in una anfibolite milonitica.

materiale lungo la foliazione e portano alla riorientazione, a scala maggiore, della superficie di anisotropia e perciò della direzione di trasporto del materiale, parallelamente ai limiti della zona di taglio.

Shear band sono note in letteratura con vari nomi: *shear band foliation*, piani C' ed *extensional crenulation cleavage*. Si consiglia di riservare il termine *extensional crenulation cleavage* unicamente per un qualsiasi clivaggio di crenulazione sul quale sia possibile riconoscere movimenti estensionali. La differenza tra *shear band* ed *extensional crenulation cleavage* è evidenziata dal fatto che le *shear band* sono sin-milonitiche, molto discontinue e dopo breve tratto si parallelizzano con la foliazione milonitica. Nel caso di *extensional crenulation cleavage* le superfici hanno invece una di-

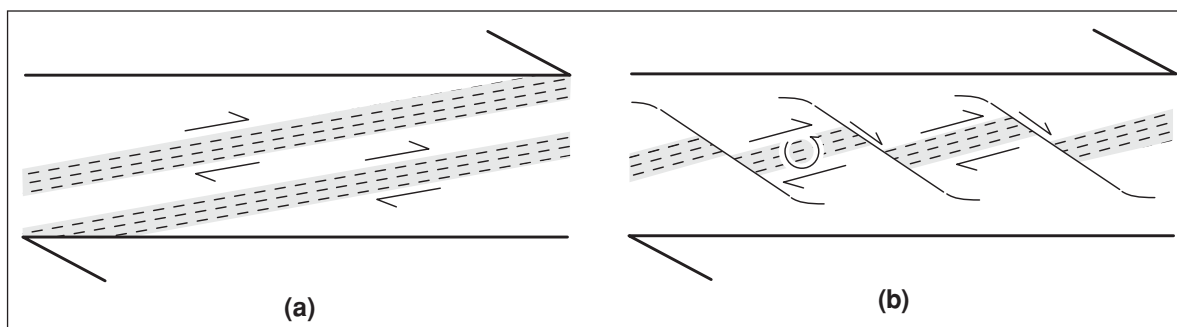


Figura 5-14 Formazione di *shear band* in una zona di taglio. A tratteggio in grigio sono rappresentati due livelli ricchi in fillosilicati.

scontinuità maggiore e tagliano indifferentemente ogni foliazione precedente; il loro sviluppo non è perciò contemporaneo a quello della foliazione principale e non devono essere usate come indicatori cinematici. Un *extensional crenulation cleavage* si può formare a seguito di un piegamento, di una faglia ecc.

Si noti che a piccola scala superfici S-C e *shear band* hanno la stessa geometria (sono entrambe zone di taglio) e il solito senso di movimento. Esse possono essere distinte perché nel caso di superfici S-C le zone di taglio sono parallele alla foliazione milonitica principale (S_m in Figura 5-15b) e ai limiti della zona di taglio; nel caso di *shear band* le zone di taglio sono oblique rispetto alla foliazione milonitica principale.

In una milonite in cui si sviluppano *shear band*, i fillosilicati solo parzialmente ruotati e possono risultare isorientati (Figura 5-15c). E' molto importante non confondere questo allineamento di fillosilicati con le superfici C e le *shear band* con le superfici S. Un tale errore può portare alla determinazione di un senso di taglio opposto a quello reale.

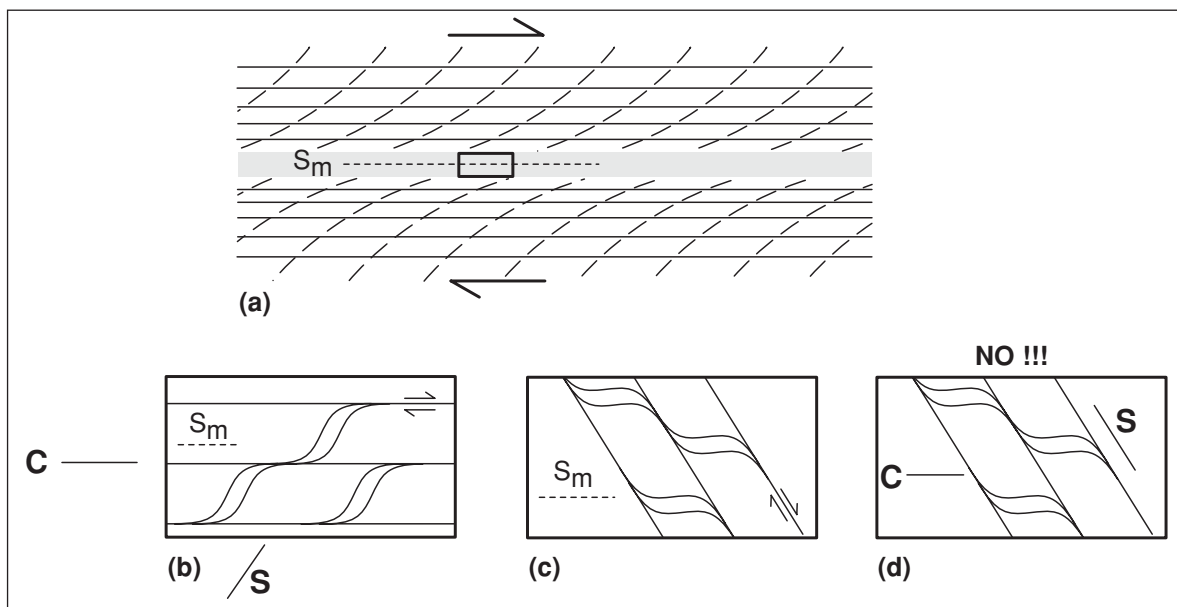


Figura 5-15 Differente orientazione delle superfici S-C e *shear band* in una zona di taglio.

5.3 Orientazioni preferenziali di forma

In livelli ricristallizzati dinamicamente in miloniti si osserva spesso che i singoli granuli sono allungati e obliqui rispetto alla foliazione milonitica principale (Figura 5-16 e 5-17). I grani sono

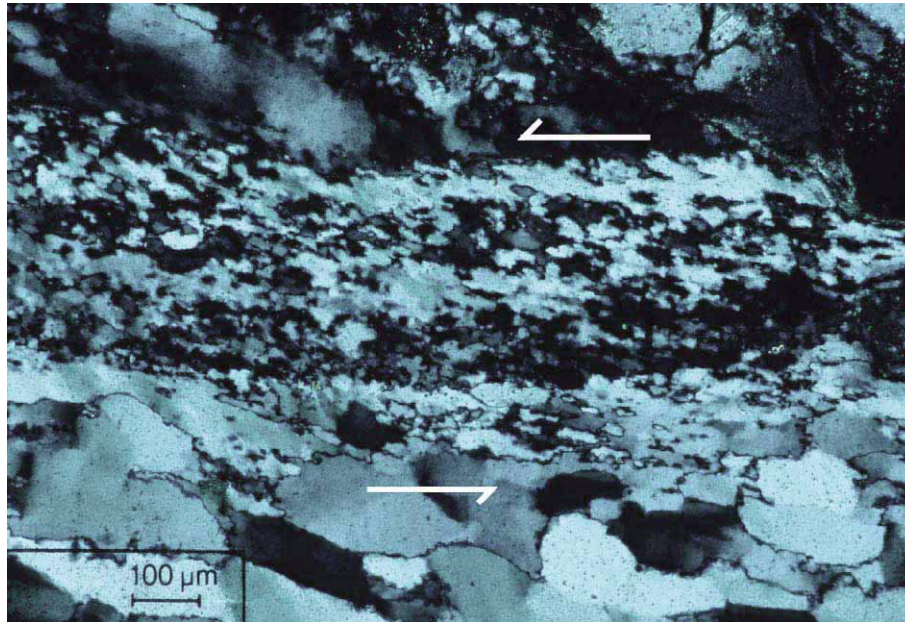


Figura 5-16 Orientazione preferenziale di forma in grani ricristallizzati dinamicamente in una quarzo-milonite.

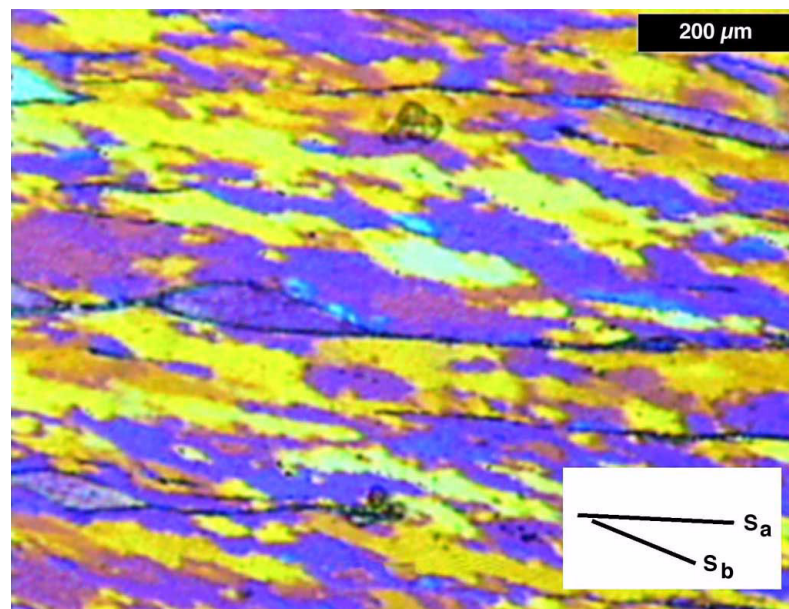


Figura 5-17 Orientazione preferenziale di forma in una quarzo-milonite (nicol incrociati, lamina inserita).

allungati nella direzione di trasporto e la loro orientazione perciò può essere usata come indicatore cinematico (Figura 5-18a). Orientazioni preferenziali di forma si sviluppano soprattutto in livelli monomineralici, come livelli ricchi in quarzo in quarzo-miloniti, livelli carbonatici in cal-

cite miloniti, ecc. . La foliazione milonitica è generalmente individuata da allineamenti di cristalli di altre specie mineralogiche.

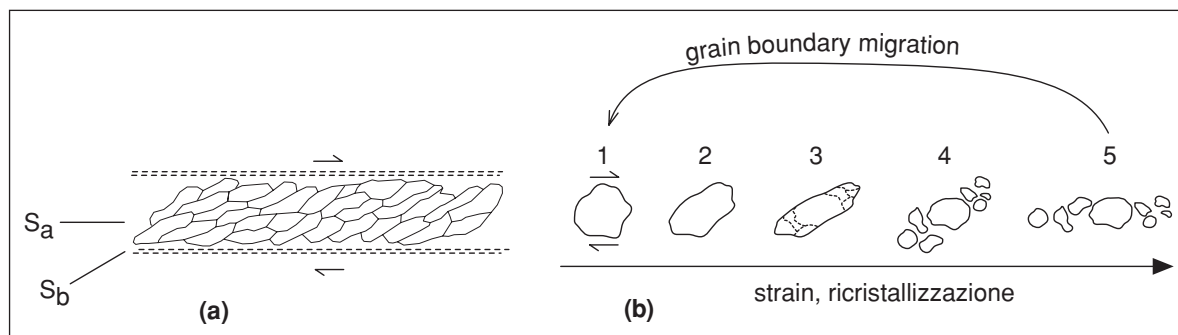


Figura 5-18 (a) Livello ricristallizzato dinamicamente con orientazione preferenziale della forma dei granuli (S_b) rispetto alla foliazione principale (S_a). (b) Processo di ricristallizzazione per rotazione seguita da *grain boundary migration* che porta ad una progressiva obliterazione della microstruttura orientata acquisita negli stadi iniziali (1-3) della deformazione.

Orientazioni preferenziali della forma dei grani si sviluppano a causa della contemporanea azione dei meccanismi deformativi di ricristallizzazione per rotazione che portano ad una diminuzione di grana, di ricristallizzazione per *grain boundary migration* che portano ad un aumento di grana e di rotazione passiva dei grani.

Consideriamo un singolo cristallo che si deforma (1 in Figura 5-18b). Inizialmente si ha *dislocation glide*, il movimento di dislocazioni porta ad una variazione della forma esterna del cristallo ed il cristallo assume una forma allungata (2 in Figura 5-18b). L'aumento di strain e il conseguente aumento di densità di dislocazioni conduce alla formazione prima di subgrani (3 in Figura 5-18b) e poi di grani (4 in Figura 5-18b) ricristallizzati per rotazione che non hanno più una forma allungata. I grani possono eventualmente essere ruotati ed allineati alla foliazione milonitica obliterando così ogni orientazione preferenziale precedente (5 in Figura 5-18b). A questo punto il meccanismo di ricristallizzazione per *grain boundary migration* porta ad un aumento delle dimensioni di alcuni grani e ricomincia il solito processo deformativo (1->5).

In una milonite si osserva quindi la continua formazione e ricristallizzazione di grani, con conseguente sviluppo e obliterazione di orientazioni preferenziali di forma. In una sezione sottile si osserveranno sempre alcuni grani di forma allungata (grani nello stadio 2 di Figura 5-18b), alcuni grani allungati con formazione di subgrani (stadio 3), aggregati allungati di singoli grani isometrici (stadio 4) e grani isometrici disposti parallelamente alla foliazione principale (stadio 5). Poiché ogni singolo cristallo non può venire indefinitamente allungato e parallelizzato ai limiti della zona di taglio (la formazione di nuovi grani lo impedisce) la direzione di allungamento dei grani S_b è sempre ad alto angolo rispetto alla foliazione milonitica e ai limiti della zona di taglio.

La direzione di allungamento dei granuli ci dà quindi un'indicazione sul senso di taglio, ma non rappresenta assolutamente l'orientazione dello strain finito della roccia. Per questo motivo non è consigliabile adottare per rocce milonitiche fortemente ricristallizzate dinamicamente la terminologia "S-C", ma è preferibile indicare in modo generico S_a la foliazione milonitica principale, e con S_b la foliazione obliqua definita dall'orientazione preferenziale dei grani ricristallizzati.

5.4 Orientazioni cristallografiche preferenziali

Al fine di determinare al microscopio ottico il senso di movimento in rocce deformate si può utilizzare l'orientazione asimmetrica di alcune direzioni cristallografiche rispetto alla foliazione milonitica. Come già detto in precedenza, questa asimmetria è originata dal non parallelismo tra piani scivolamento in ogni singolo cristallo e foliazione principale (Figura 4-15). L'origine di questa asimmetria è stata ampiamente discussa nel Capitolo 4.4.

Solitamente nel caso del quarzo e della calcite si determina l'orientazione degli assi cristallografici c mediante tavolino universale o goniometro a raggi X. In uno stereogramma (Figura 4-18) la distribuzione degli assi c è asimmetrica rispetto alla normale alla foliazione e risulterà spostata nella direzione del senso di taglio. E' molto importante ricordare che non sono gli assi c ad essere ruotati secondo la direzione di trasporto, ma l'apparente asimmetria è data dalla non coincidenza tra foliazione e piani di scivolamento.

5.5 Determinare orientazioni cristallografiche preferenziali al microscopio

In alcuni casi il senso di taglio in sezioni sottili con orientazioni cristallografiche preferenziali può essere velocemente determinato al microscopio ottico mediante la lamina di quarzo.

La procedura da seguire è la seguente:

1. Ruotare il piano del microscopio fino a portare la foliazione milonitica in una posizione E-W, parallela cioè ai fili E-W del microscopio;
2. A Nicol incrociati cercare un'area omogenea nella sezione sottile con grani ricristallizzati dinamicamente.
3. Inserire la lamina di quarzo. La lamina di quarzo si trova orientata a 45° rispetto ai fili E-W del reticolo, ed ha indicato su di essa l'orientazione dell'indice di rifrazione maggiore γ o della direzione di minore velocità di vibrazione λ o Z. (N.B. Indicatrice ottica: proporzionale agli indici di rifrazione; indici di rifrazione: inversamente proporzionali alla velocità di vibrazione).

Nel caso di un aggregato di cristalli di quarzo (uniassico positivo, asse cristallografico c parallelo all'asse maggiore dell'indicatrice ottica) si possono avere quattro tipi di colori di interferenza, che corrispondono a differenti orientazioni degli assi c :

1. **Blu del primo ordine.** Si ha addizione, questo significa che la maggior parte degli assi maggiori delle indicatrici ottiche dei cristalli di quarzo sono orientate parallelamente alla direzione γ della lamina di quarzo (Figura 5-19a). La maggior parte degli assi c saranno perciò orientati NE-SW e il senso di taglio sarà destrale. Blu del primo ordine implica anche che la maggior parte degli assi c sono paralleli al piano del microscopio, quindi ad alto angolo rispetto alla foliazione. Questa orientazione degli assi c è caratteristica per una deformazione per taglio semplice con ricristallizzazione per scivolamento lungo i piani reticolari basali (cfr. Figura 1-13f).
2. **Giallo del primo ordine.** Si ha sottrazione, la maggior parte degli assi maggiori delle indicatrici ottiche dei cristalli di quarzo sono orientate ortogonalmente alla direzione γ della lamina di quarzo (Figura 5-19b). La maggior parte degli assi c saranno perciò orientati NW-SE e il senso di taglio sarà sinistrale. Anche un giallo del primo ordine implica che gli assi c sono paralleli al piano del microscopio, quindi ad alto angolo con alla foliazione. Anche in questo caso si tratta di una deformazione per taglio semplice con ricristallizzazione per scivolamento lungo i piani reticolari basali.

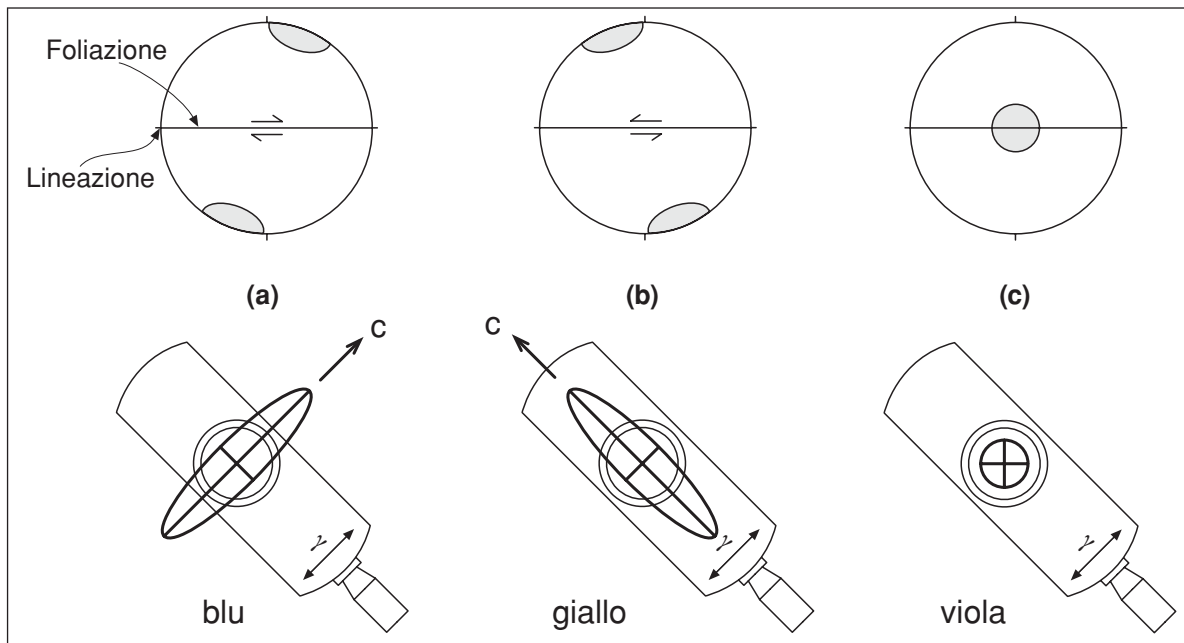


Figura 5-19 Tessiture in quarzo-miloniti e colori di interferenza ottenuti con inserimento della lamina di quarzo.

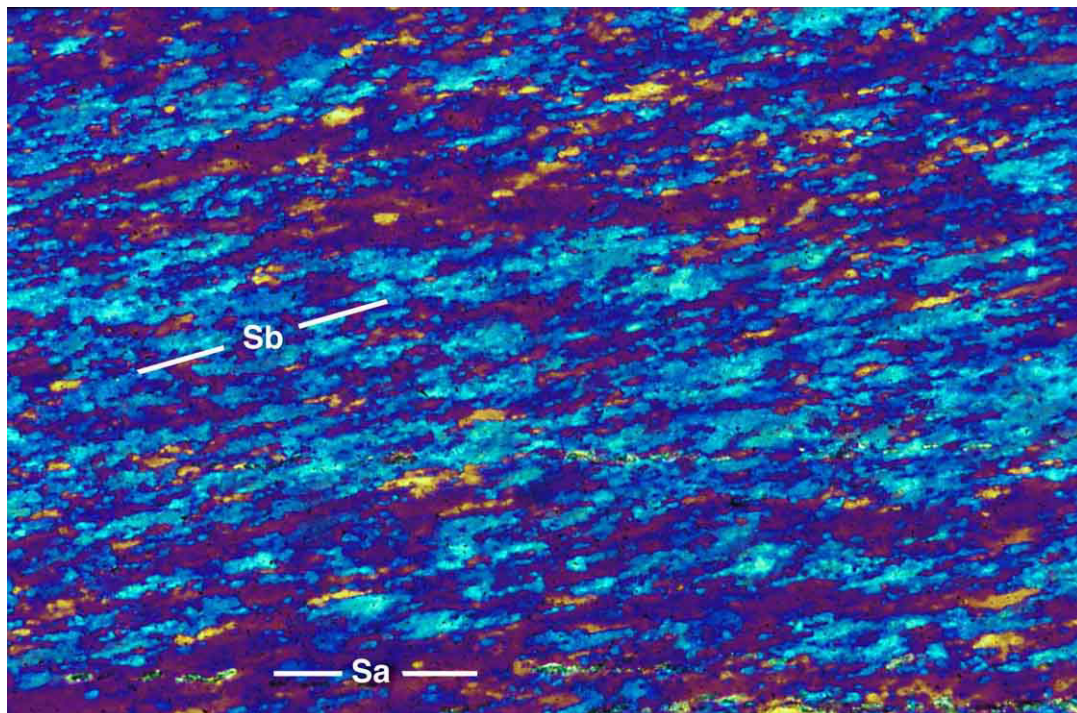


Figura 5-20 Sezione sottile di quarzo-milonite con lamina di quarzo inserita. Si osserva un'orientazione preferenziale della forma dei grani (Sb) obliqua rispetto alla foliazione principale (Sa), evidenziata dall'allineamento di miche. Il senso di taglio destro è confermato dal generale colore blu. In questa sezione la deformazione plastica ha prodotto sia una microstruttura sia una tessitura orientata.

3. **Viola.** Si ha questo colore se i cristalli erano in estinzione. Gli assi *c* sono orientati perpendicolarmente rispetto al piano del microscopio e i cristalli rimangono dello stesso colore anche se si ruota la sezione sottile. In proiezione stereografica si ha un massimo nel centro del diagramma (Figura 5-19c). Non è possibile in questo caso determinare un senso di taglio, per

farlo è necessario avere anche la distribuzione degli assi cristallografici a , ottenibile solo con goniometro a raggi X.

4. **Blu, giallo e viola contemporaneamente.** Testimonia un'orientazione più complessa degli assi ottici, come ad es. quella di Figura 5-19d, oppure l'assenza di un'orientazione cristallografica preferenziale. E' molto più difficile, se non impossibile, determinare un senso di trasporto.

5.6 Bibliografia

- 5-1 BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. 1979 : Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, v. 1, pp. 31-42.
- 5-2 BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L. 1988 : Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, v. 10, pp. 361-372.
- 5-3 BOUCHEZ, J.-L., LISTER, G.S. & NICOLAS, A. 1983 : Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geologische Rundschau*, v. 72, pp. 401-419.
- 5-4 CHESTER, F.M. & LOGAN, J.M. 1986 : Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California. *Journal of Structural Geology*, v. 9, pp. 621-634.
- 5-5 GAPAIS, D. & WHITE, S.H. 1982 : Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Textures and Microstructures*, v. 5, pp. 1-17.
- 5-6 GARCIA CELMA, A. 1982 : Domianal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. *Journal of Structural Geology*, v. 4, pp. 443-455.
- 5-7 HANMER, S. & PASSCHIER, C. 1991 : Shear-sense Indicators: A Review, Geological Survey of Canada, Paper 90-17, pp. 72.
- 5-8 LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984 : S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, v. 6, pp. 617-638.
- 5-9 MEANS, W.D. 1981 : The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, v. 78, pp. 179-199.
- 5-10 PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986 : Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, v. 8, pp. 831-843.
- 5-11 PASSCHIER, C.W. & SOKOUTIS, D. 1993 : Experimental modelling of mantled porphyroclasts. *Journal of Structural Geology*, v. 15, pp. 895-910.
- 5-12 PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996 : *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 pp.
- 5-13 PETIT, J.P. 1987 : Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 9, pp. 597-608.
- 5-14 PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. 1980 : Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 2, pp. 397-410.
- 5-15 RUTTER, E.H., MADDOCK, R.H., HALL, S.H. & WHITE, S.H. 1986 : Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pure and Applied Geophysics*, v. 124, pp. 3-30.
- 5-16 SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. 1983 : An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, pp. 1281-88.

- 5-17 WHITE, S., BURROWS, S., CARRERAS, J., SHAW, N.D. & HUMPHREYS, F.J. 1980 : On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, v. 2, pp. 175-187.

6 REOLOGIA

In questo capitolo vengono descritte le relazioni tra stress e strain che descrivono il comportamento di una roccia a scala macroscopica.

Di seguito vengono riportati alcuni semplici esempi di comportamento che possono essere usati per descrivere le relazioni tra stress-strain-velocità di deformazione in diversi tipi di materiali. Le equazioni che descrivono questi rapporti sono dette "equazioni costitutive" in quanto dipendono dalla natura del materiale. Lo studio della deformazione sperimentale di rocce ci fornisce informazioni sulle equazioni costitutive e sul comportamento meccanico in funzione dello stress, temperatura, pressione, granulometria, composizione, ecc.

6.1 Modelli di comportamento di materiali continui

6.1.1 Comportamento elastico

Il materiale si deforma istantaneamente in modo proporzionale allo stress applicato (Figura 6-1a, b, c). Se si toglie lo stress, il corpo ritorna nel suo stato iniziale indeformato, la deformazione è quindi reversibile. La relazione stress-strain è lineare e l'estensione (ϵ) è direttamente proporzionale allo stress applicato (σ):

$$\sigma = E\epsilon \quad 6-1$$

$$\sigma = 2\mu\epsilon \quad 6-2$$

nel caso di compressione uniassiale la costante E è il **Modulo di Young**, nel caso di taglio semplice μ è il **Modulo di taglio**.

La deformazione è reversibile quando non si ha rottura di legami atomici, ma solo un loro allungamento, raccorciamento o piegamento.

In una situazione stabile, la distanza tra due ioni di carica opposta è tale per cui l'energia potenziale è minima (Figura 6-2). L'energia potenziale è la somma delle forze di attrazione (i due ioni hanno cariche opposte) e di repulsione (degli elettroni). Se a seguito di una deformazione la distanza tra i due ioni cambia, si ha un aumento in energia potenziale, chiamata energia elastica.

Questa energia torna ad un minimo quando gli atomi ritornano nella loro posizione iniziale o quando alcuni legami vengono rotti e viene ristabilita una situazione di equilibrio. Nel primo caso si ha un comportamento elastico, nel secondo si produce una deformazione permanente. Un analogo meccanico può essere rappresentato da una molla.

6.1.2 Comportamento viscoso

Se un corpo sottoposto a stress si deforma e non riacquista la sua forma originaria quando lo stress è rimosso, si tratta di una deformazione irreversibile.

Un comportamento viscoso produce una deformazione irreversibile ed è caratterizzato da una velocità di deformazione proporzionale allo stress applicato (Figura 6-1d, e, f):

$$\sigma = \eta \dot{\epsilon} \quad 6-3$$

dove la velocità di deformazione:

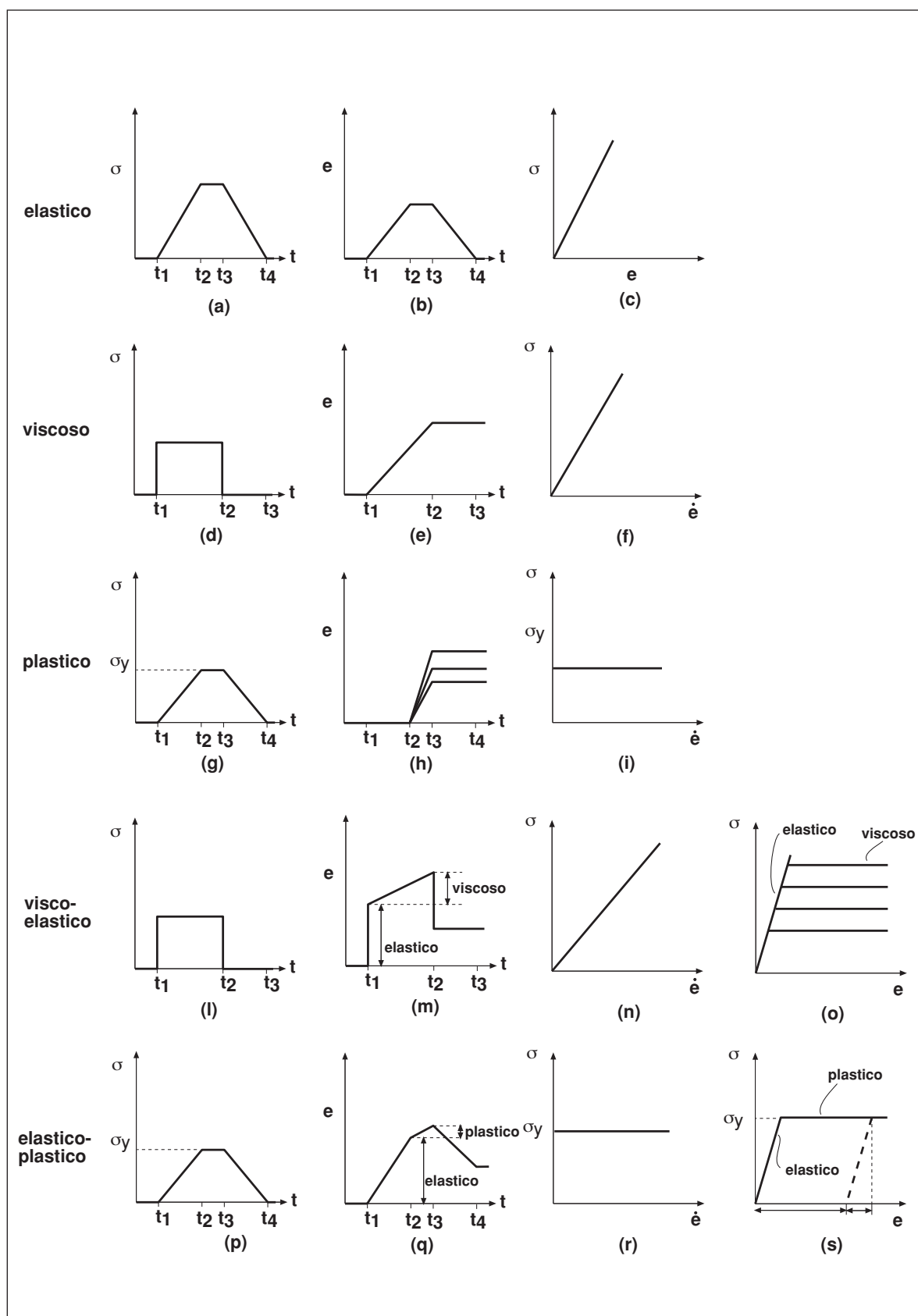


Figura 6-1 Grafici di vari comportamenti di materiali continui.

$$\dot{\epsilon} = \frac{\partial \epsilon}{\partial t}$$

6-4

ha le dimensioni di $[\text{sec}^{-1}]$ perché l'estensione ϵ è un numero puro, essendo un rapporto tra lunghezze. La costante η è il **coefficiente di viscosità** e intuitivamente può essere considerato una misura della resistenza del materiale a deformarsi. Un materiale con un'alta viscosità si deforma molto lentamente, uno con bassa viscosità più velocemente.

La differenza fondamentale tra comportamento elastico e comportamento viscoso è che il primo è indipendente rispetto al tempo, mentre nel secondo entra in gioco anche la variabile "tempo".

Un analogo meccanico è un pistone poroso o con fori che si muove in un cilindro riempito con fluido. A scala microscopica un comportamento viscoso implica scivolamento su piani reticolari con una velocità proporzionale allo stress applicato.

Dal punto di vista microstrutturale si ha una rottura dei legami atomici, con conseguenti meccanismi deformativi quali cataclasi, plasticità, scivolamento viscoso, dissoluzione-riprecipitazione

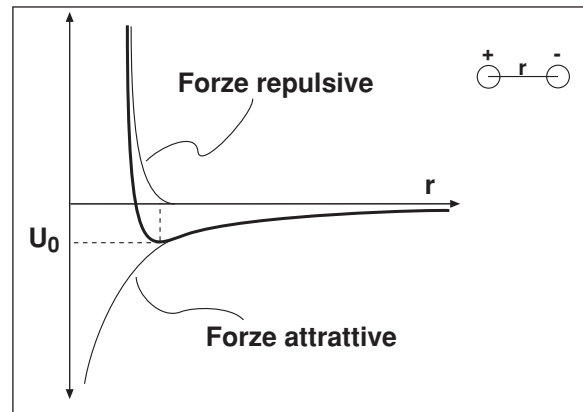


Figura 6-2 Andamento dell'energia potenziale in funzione della distanza tra due ioni.

6.1.3 Comportamento plastico

Un corpo che si deforma in modo plastico non acquista alcuna deformazione permanente fino a che lo stress applicato non raggiunge una soglia (σ_y), detta **limite di plasticità** (*yield stress*). Raggiunta questa soglia lo stress non può aumentare, mentre cresce la velocità di deformazione (Figura 6-1g, h, i). Nella Figura 6-1h è possibile qualsiasi inclinazione della curva tra t_2 e t_3 in quanto raggiunto σ_y sono possibili tutte le velocità di deformazione.

L'analogo meccanico di questo comportamento è un corpo sopra una superficie piana orizzontale scabra con un coefficiente di attrito relativo.

A scala microscopica implica scivolamento su piano reticolari raggiunto un certo stress (*Critical Resolved Shear Stress*, CRSS).

6.1.4 Comportamento visco-elastico

In caso di viscosità bassa il materiale si comporta come un corpo viscoso e la deformazione viene acquisita appena si applica lo stress. Nel caso di viscosità alta il materiale si comporta in modo elastico se vengono applicate delle forze istantanee mentre ha un comportamento viscoso se vengono applicate forze per un periodo lungo (Figura 6-1l, m, n, o).

Un analogo meccanico è un pistone poroso in un cilindro a cui è applicata una molla (oppure silicone putty).

6.1.5 Comportamento elastico-plastico

Applicando lo stress il corpo si deforma inizialmente in modo elastico, superato il limite di plasticità si deforma in modo plastico (Figura 6-1q-s). Cessato lo stress scompare la deformazione elastica mentre rimane permanentemente quella plastica.

Un analogo meccanico è un corpo sopra una superficie piana orizzontale scabra a cui è applicata una molla.

6.2 Deformazione sperimentale di rocce

La deformazione sperimentale di rocce viene effettuata normalmente su campioni cilindrici di roccia, di dimensioni da 2 a 15 mm in diametro e da 6 a 300 mm in altezza. Il carico è applicato alle facce del cilindro mediante un pistone, mentre la pressione laterale è applicata mediante fluidi o solidi. Lo stress applicato dal pistone è detto **stress assiale**, mentre lo stress laterale è la **pressione di confinamento**. Se non c'è stress lungo le facce del campione all'interfaccia con il cilindro gli stress applicati sono tutti stress principali, la differenza tra lo stress assiale e la pressione di confinamento è lo **stress differenziale**. Durante una deformazione sperimentale si possono avere i seguenti stati di stress:

- compressione assiale: lo stress assiale è maggiore della pressione confinante, $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 > 0$ (Figura 6-3a).
- estensione assiale: la pressione confinante è maggiore dello stress assiale, $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3 > 0$ (Figura 6-3b). Da non confondere con la "tensione assiale", in cui lo stress assiale è di tipo tensile.

I seguenti esperimenti possono inoltre essere condotti:

- torsione semplice: gli assi principali dello stress sono a 45° rispetto all'asse del cilindro (Figura 6-3c, Figura 6-4). Questo tipo di esperimento ha lo svantaggio che stress e strain variano dal centro all'esterno del campione.
- torsione di un cilindro vuoto: ha il vantaggio di eliminare la variazione di stress e strain tra centro ed esterno del campione, ma è più difficile da realizzare (Figura 6-3d).
- torsione e compressione di un cilindro: oltre alla rotazione si ha anche compressione assiale e una pressione di confinamento che, nel caso di un cilindro vuoto, agisce anche all'interno del cilindro (Figura 6-3d)
- taglio semplice: il materiale da deformare viene inserito all'interno di un campione cilindrico di materiale indeformabile precedentemente tagliato in modo obliquo rispetto all'asse del cilindro (Figura 6-3e). Ha lo svantaggio di non permettere il raggiungimento di alti valori di strain.

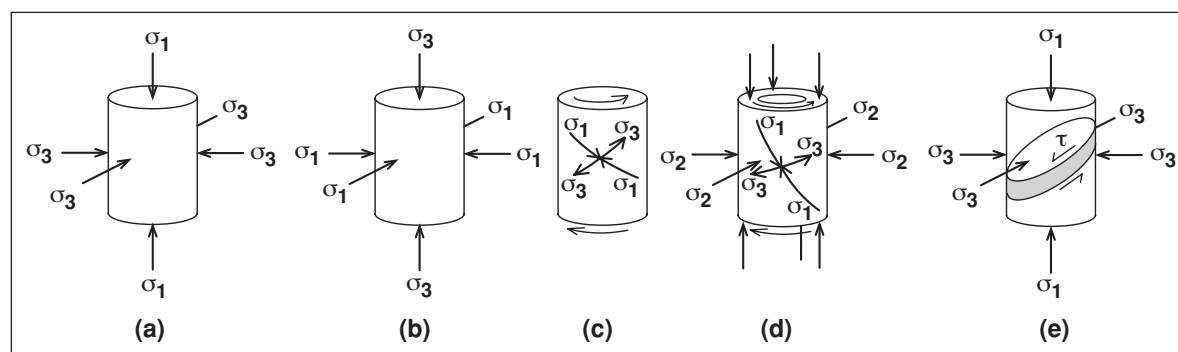


Figura 6-3 Differenti stati di stress in campioni di roccia deformati in laboratorio.

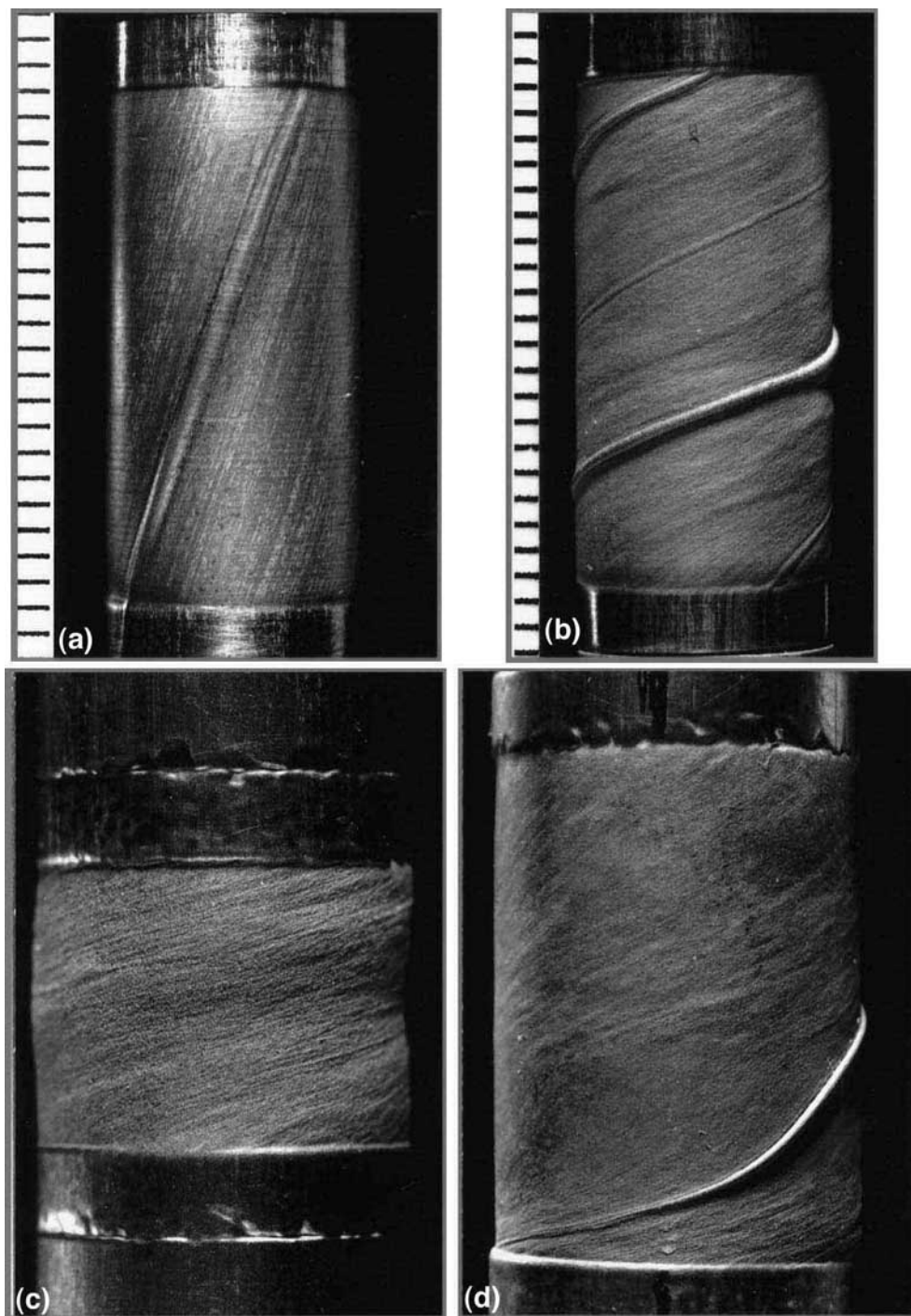


Figura 6-4 Esempio di esperimento di torsione su marmo, da [6-4].

Durante gli esperimenti i campioni vengono riscaldati, in modo da raggiungere deformazioni permanenti plastiche anche con le velocità di deformazione che si possono ottenere in laboratorio, di parecchi ordini di grandezza inferiori a quelle naturali. Se il riscaldamento viene effettuato mediante resistenza internamente alla camera di pressione, cioè direttamente a contatto con il campione, si possono raggiungere temperature fino a 1400 °C, mentre se il riscaldamento è esterno si può arrivare fino a 500 °C.

6.2.1 Tipi di apparati

I più comuni esperimenti vengono effettuati utilizzando come mezzo confinante un gas, un liquido oppure un materiale solido deformabile abbastanza facilmente. Solitamente il campione è rivestito da una pellicola di materiale impermeabile (gomma, poliuretano, rame, alluminio, piombo, ecc), in modo che i fluidi non possano infiltrarsi.

Apparati a gas

In questi apparati (Figura 6-5) la presenza di gas permette di raggiungere temperature molto alte durante la deformazione e di controllare accuratamente lo stress applicato. Svantaggi sono la maggiore possibilità di perdite e quindi una necessaria maggiore accuratezza nella costruzione della macchina, e la maggiore pericolosità legata alla presenza di un gas fortemente compresso. Il gas usato è spesso Argon, in quanto gas inerte. E' l'apparato oggi comunemente usato per esperimenti su quarzo, feldspati, olivina ecc.

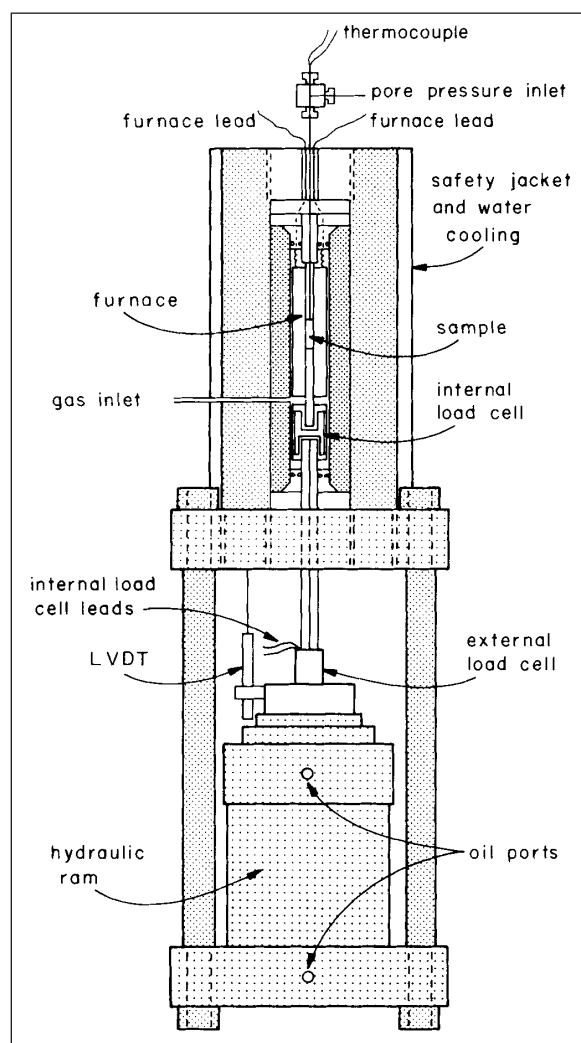


Figura 6-5 Schema di un apparato a gas per la deformazione sperimentale di rocce.

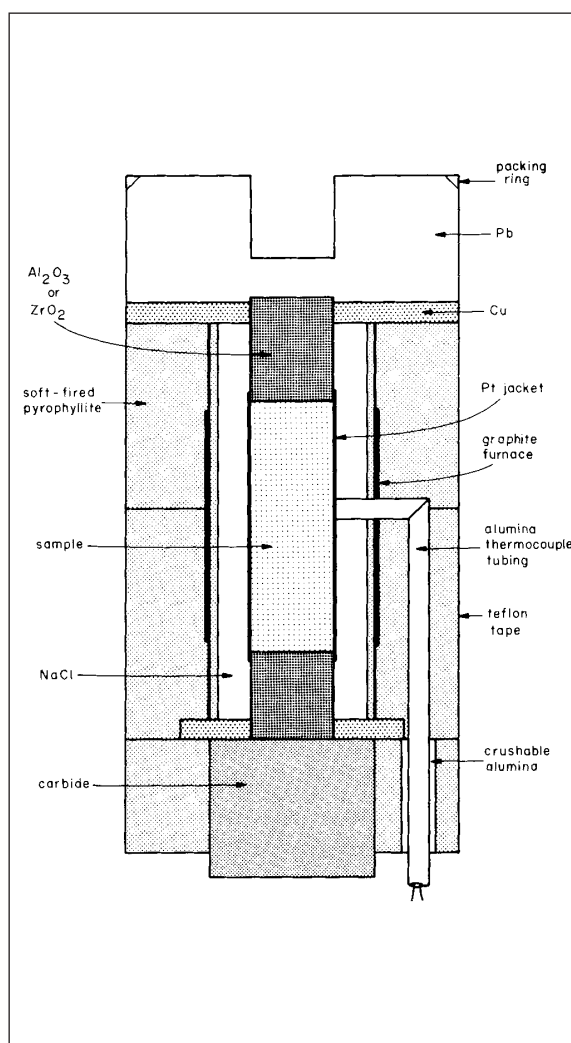


Figura 6-6 Schema di un apparato con mezzo solido confinante per la deformazione sperimentale di rocce.

Apparati con liquido

Sono più semplici dal punto di vista della costruzione della macchina e permettono ugualmente un buon controllo dello stress applicato. Svantaggio principale è la possibilità di essere usati

solo fino a temperature di qualche centinaio di gradi (<500 °C). Il mezzo confinante può essere olio o qualsiasi altro liquido.

Apparati con mezzo solido confinante

Sono apparati di più facile costruzione e possono raggiungere temperature e pressioni molto alte (Figura 6-6). Svantaggio principale è la mancanza di un controllo accurato dello stress applicato e le condizioni non perfettamente idrostatiche. Il materiale impiegato di solito è NaCl per temperature <900 °C, grafite per temperature superiori. E' usato principalmente per studiare processi che avvengono nel mantello, come la deformazione di perovskite o la transizione olivina-spinello.

6.2.2 Rappresentazione dei dati

Durante la deformazione di un campione di roccia in laboratorio le grandezze che si possono misurare sono: la temperatura (T), la pressione confinante (P_c), la forza applicata al pistone (F) e lo spostamento del pistone (Δl). Stress, strain e velocità di deformazione devono invece essere calcolate:

$$\varepsilon = \frac{l - l_0}{l_0} \quad \dot{\varepsilon} = \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \quad \sigma = \frac{F}{A_0} \quad 6-5$$

Il modo più comune di rappresentare i dati è quello di utilizzare un grafico stress/strain (Figura 6-7). Le differenti curve che si ottengono hanno andamenti caratteristici che dipendono dal meccanismo deformativo e sono utili per confrontare il comportamento di materiali deformati in condizioni differenti.

Parti caratteristiche di una curva ottenuta da un esperimento sono (Figura 6-7):

- una parte iniziale che indica la chiusura di tutte le microfratture precedentemente presenti nella roccia, non appena si applica uno stress assiale; questo non accade se si applica inizialmente un'alta pressione di confinamento;
- una parte corrispondente al comportamento elastico reversibile;
- un punto di snervamento a cui corrisponde un carico di snervamento, al di sopra del quale aumentando ulteriormente il carico sul pistone, si produce una deformazione permanente nel campione;
- un tratto in cui si ha *work hardening*, in cui cioè la roccia si deforma sempre più difficilmente. Se la temperatura è sufficientemente alta, si raggiunge invece lo stato *steady state* in cui la roccia si deforma a stress costante;
- ultimate strenght*, che è il massimo valore dello stress raggiunto durante tutto l'esperimento;
- fracture strength*, rottura improvvisa del campione, con forte emissione acustica. A questo punto si un'improvvisa caduta dello stress;
- resistenza allo scorrimento o *residual strength*, stress necessario per avere scivolamento lungo le fratture appena formate.

In Figura 6-8 è riportato il comportamento di rocce deformate sperimentalmente in un grafico stress/strain al variare di differenti parametri. Dalla Figura 6-8a si vede come per raggiungere un certo valore di strain è richiesto uno stress sempre maggiore se si aumenta la pressione di

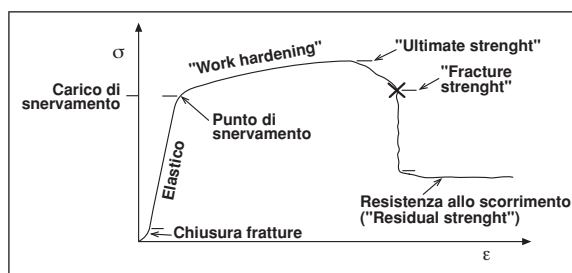


Figura 6-7 Curva caratteristica di una deformazione sperimentale di un campione di roccia in un diagramma stress/strain.

confinamento (P_c). Il caso contrario avviene invece se aumenta la pressione interstiziale dei pori (P_p) (Figura 6-8b). Dalla Figura 6-8c è evidente che per produrre un certo strain nella roccia è necessario uno strain sempre minore se la temperatura (T) aumenta. Una velocità di deformazione bassa consente infine di raggiungere un certo valore di strain applicando uno stress minore rispetto a quello che sarebbe necessario applicare per raggiungere il solito valore di strain deformando la roccia con velocità di deformazione maggiore (Figura 6-8d).

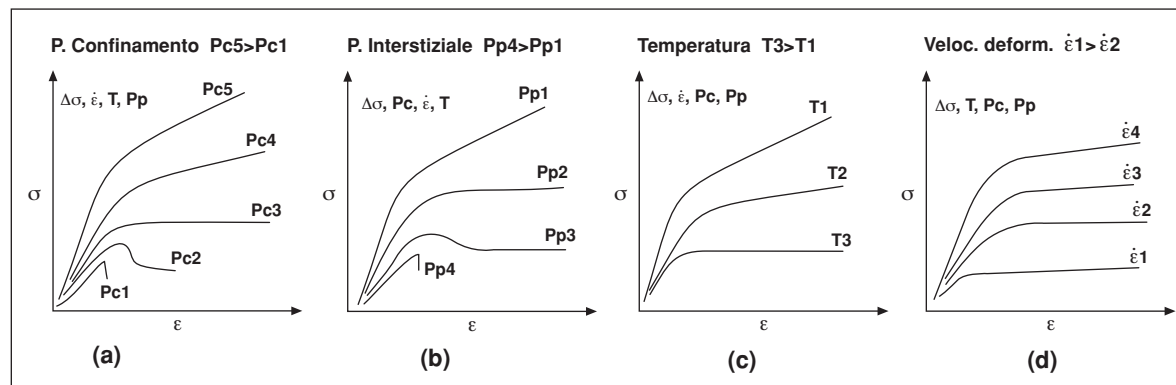


Figura 6-8 Curve stress/strain in funzione della pressione di confinamento (P_p), della pressione interstiziale (P_p), della temperatura (T) e della velocità di deformazione ($\dot{\epsilon}$).

La Figura 6-9 riassume le variazioni dei principali caratteri deformativi e fenomenologici riconoscibili in rocce deformate sperimentalmente. Nella figura sono rappresentati schematicamente il risultato di quattro campioni deformati in condizioni diverse. Alla fine della deformazione il campione 1, quello deformato a più basso strain, mostra solamente poche fratture discrete su cui si ha perdita di coesione. Cataclasi è il meccanismo deformativo che ha agito durante la deformazione. Il campione 2 ha potuto invece raggiungere uno strain maggiore (aumento della temperatura, diminuzione della velocità di deformazione oppure aumento della pressione di confinamento rispetto all'esperienza precedente) ed infatti si osserva una variazione della forma esterna del campione, una microfratturazione più diffusa e una superficie di taglio netta. Il meccanismo deformativo è ancora cataclasi. Nel caso del campione 3 (strain ancora maggiore) la differenza fondamentale rispetto ai campioni 1 e 2 è la mancanza di superfici di taglio o discontinuità visibili. Il campione ha variato sempre di più la sua forma esterna, grazie ad una microfratturazione sempre più intensa. Questo implica che il meccanismo deformativo è ancora quello di cataclasi, ma non si parlerà più come per i campioni 1 e 2 di "frattura con cataclasi", ma di "flusso cataclastico". Il campione 4 è quello che può raggiungere il più alto strain perché non si deforma mediante sviluppo di microfratture, ma attivando meccanismi di deformazione intracristallina plastica (*dislocation glide e dislocation creep*). Lo strain non viene accomodato dal movimento lungo fratture, ma dal movimento di dislocazioni all'interno dei cristalli. Il meccanismo deformativo attivo è quello di plasticità e si parlerà quindi di flusso plastico omogeneo. Dall'analisi della Figura 6-9 alcune ulteriori considerazioni sono possibili. Nella terminologia di chi studia la deformazione sperimentale delle rocce il comportamento dei campioni 1 e 2 viene definito "fragile" perché si formano fratture discrete con conseguente improvvisa caduta dello stress, mentre i campioni 3 e 4 si sarebbero deformati in modo "duttile" perché hanno raggiunto strain più alti prima della rottura. E' evidente che il termine "fragile" è indicativo di un preciso meccanismo deformativo, quello di cataclasi, mentre un comportamento "duttile" può essere raggiunto sia con un flusso cataclastico che con un flusso plastico omogeneo. Il termine "duttile" non è quindi indicativo di un ben definito meccanismo deformativo.

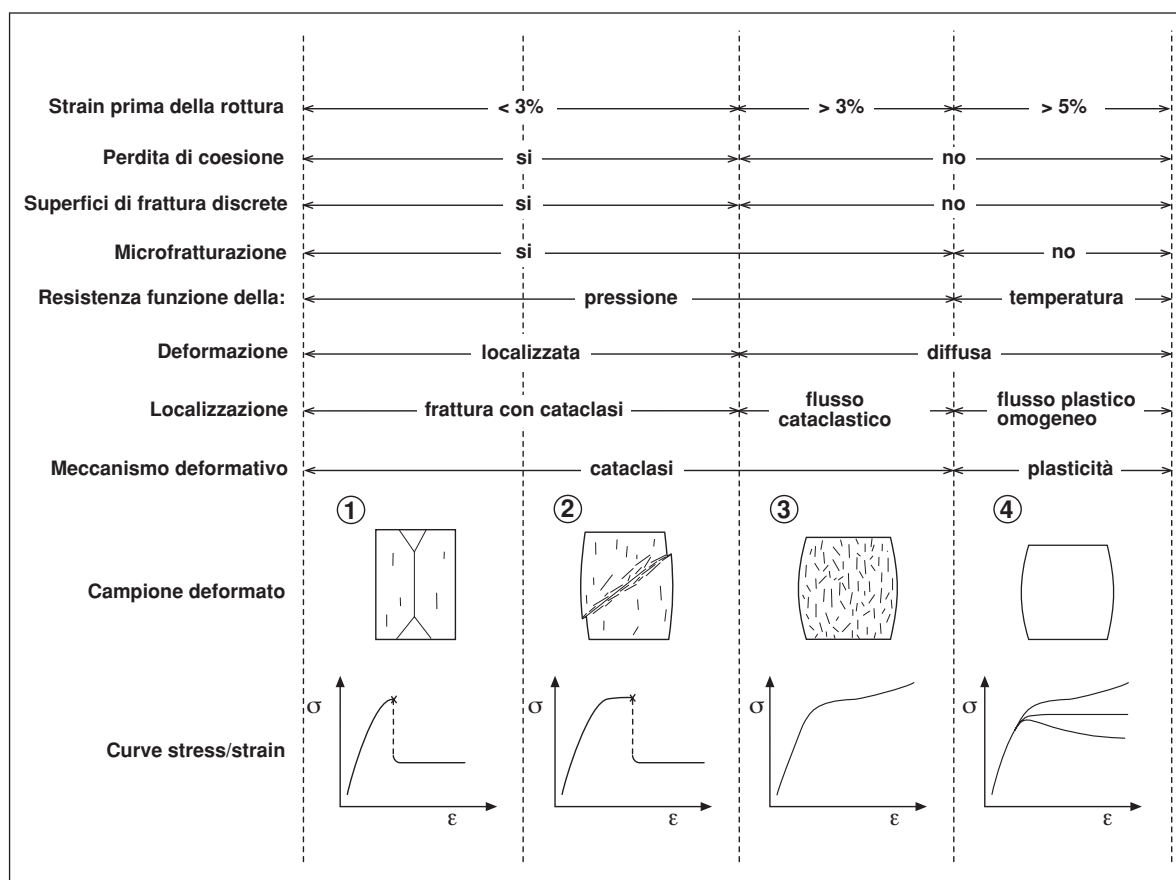


Figura 6-9 Relazioni tra i principali caratteri riscontrati in rocce deformate sperimentalmente e meccanismi deformativi.

6.3 Flusso duttile

Studi sperimentali sul comportamento duttile delle rocce, cioè sui meccanismi che portano una roccia a deformarsi in modo permanente senza lo sviluppo di fratture macroscopiche, sono condotti usando apparecchi che deformano un campione di roccia in condizioni di alta pressione e alta temperatura. La pressione può variare da qualche centinaio a qualche migliaio di MPa, la temperatura può essere aumentata fino a raggiungere la temperatura di fusione della roccia.

Durante l'esperimento si ha la continua deformazione della roccia (*creep*), le velocità di deformazione a cui vengono condotti gli esperimenti sono generalmente comprese tra 10^{-4} e 10^{-5} sec^{-1} , solo raramente si scende sotto la velocità di 10^{-7} sec^{-1} . Alla velocità di 10^{-7} sec^{-1} si ha un raccorciamento minore di 1% al giorno, questo significa che per raccorciare un campione di 1 cm di altezza e portalo a 9 mm si impiega oltre 11 giorni, alla velocità di 10^{-8} occorrerebbero quasi 4 mesi. Per motivi pratici quindi, gli esperimenti non possono essere condotti a velocità molto basse, quelle che però permettono di simulare meglio i processi geologici (velocità di ca. $10^{-14} \text{ sec}^{-1}$).

Esperimenti possono essere condotti: a stress costante (*creep test*) oppure a velocità di deformazione costante. Nel primo caso si applica uno stress assiale costante al campione (il pistone si muove con velocità costante) e si misura il raccorciamento (strain) che subisce nel corso del tempo. Nel secondo caso si applica un certo stress assiale e si controlla che la velocità di deformazione rimanga costante durante tutto l'esperimento. Perché ciò accada è molto probabile che nel corso del tempo sia necessario aumentare o diminuire il carico sul campione, cioè variare la velocità con cui si muove il pistone.

I comportamenti duttili di differenti materiali possono essere confrontati tra loro se sono stati realizzati alla stessa temperatura omologa, definita dal rapporto T/T_m , dove T è la temperatura del materiale e T_m la sua temperatura di fusione, entrambe espresse in gradi Kelvin (°K). La temperatura di fusione ci fornisce approssimativamente un'indicazione sulla forza dei legami all'interno del materiale, perciò materiali diversi mostrano comportamento simile quando sono alla stessa temperatura omologa, anche se la temperatura di fusione è molto diversa. Per esempio, all'alta temperatura omologa di 0.95 olivina e ghiaccio mostrano lo stesso comportamento, sebbene per il ghiaccio quella temperatura omologa è a 259 °K (-14 °C) mentre per l'olivina è a circa 2017 °K (1744°C).

6.3.1 Esperimenti a stress costante (*creep test*)

I risultati di esperimenti a stress costante (*creep test*) sono riportati in un grafico strain/tempo. Per esperimenti realizzati a basse temperature omologhe ($T_m < 0,5$) (Figura 6-10a) la curva mostra una costante diminuzione della velocità di deformazione (*work hardening, strain hardening*), cioè nel corso dell'esperimento diventa sempre più difficile deformare il materiale.

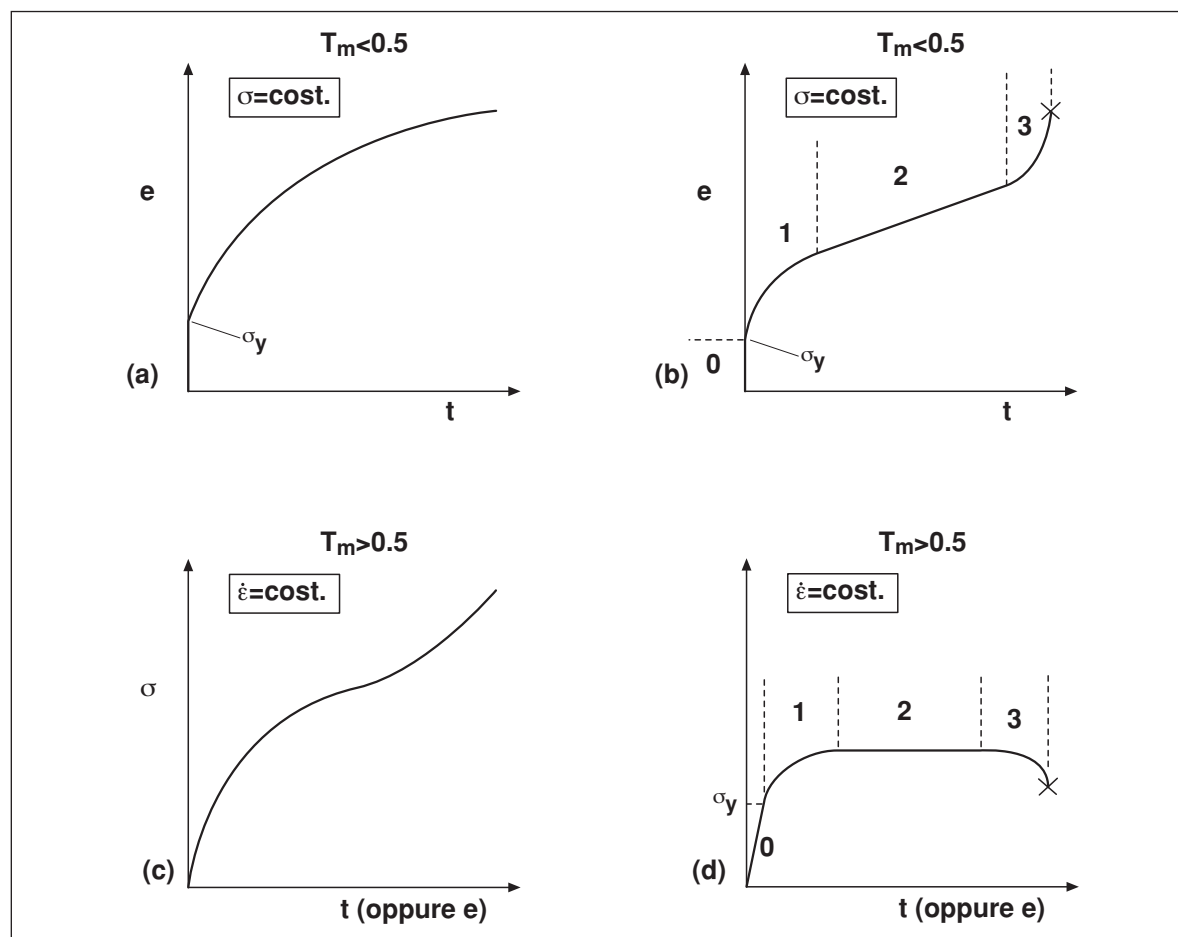


Figura 6-10 (a), (b) Tipiche curve per deformazioni sperimentali a stress costante (*creep test*). (c), (d) Curve per deformazioni a velocità di deformazione costante.

A temperature omologhe maggiori ($T_m > 0,5$) (Figura 6-10b) è possibile registrare una curva lungo la quale sono individuabili quattro parti caratteristiche:

1. inizialmente si ha uno strain elastico istantaneo appena si carica il campione (tratto "0", comportamento elastico);
2. se il carico applicato è maggiore del limite di plasticità (σ_y) il campione inizia a deformarsi in modo duttile. All'inizio la velocità di deformazione è relativamente alta, e diminuisce progressivamente mentre l'esperimento procede. Questo tratto della curva ("1") è detto flusso primario o *primary creep* e il fenomeno della diminuzione della velocità di deformazione a stress costante è chiamato *work hardening* o *strain hardening*. In questa fase il materiale diventa sempre meno duttile, cioè sempre più difficile da deformare, all'aumentare dello strain. Questo è dovuto alla presenza di dislocazioni che muovendosi sui piani reticolari (*dislocation glide*) si bloccano reciprocamente.
3. ad un certo istante la velocità di deformazione diventa costante e la curva una retta. Il tratto "2" è detto flusso secondario o *steady-state creep*. E' questa la parte più interessante, perché a stress costante la deformazione può continuare indefinitamente e questo approssima i processi naturali, in cui si ha deformazione per periodi di tempo molto lunghi. Questo ha luogo, se la temperatura è sufficientemente alta, perché le dislocazioni si possono muovere anche ortogonalmente ai piani reticolari (*dislocation creep*), annullandosi reciprocamente. In questo modo si può raggiungere la situazione in cui il numero di dislocazioni rimane costante e quindi non è necessario aumentare il carico sul pistone per mantenere la velocità di deformazione costante. In questa situazione particolare (*steady state*), la deformazione procede indefinitamente pur rimanendo costante lo stress applicato
4. in molti esperimenti si può infine avere un'ultima fase (flusso terziario o *tertiary creep*, "3" in Figura 6-10b), in cui la velocità di deformazione aumenta, e che precede la rottura del campione. Questo comportamento si ha soprattutto in esperimenti con alto stress applicato e bassa temperatura e spesso è indotto non da cambiamenti nel modo di deformazione della roccia, ma da variazioni delle condizioni sperimentali, come cambiamenti della forma del campione, ecc.

6.3.2 Esperimenti a velocità di deformazione costante

Si riporta generalmente in un grafico la forza applicata in ogni istante dell'esperimento, e necessaria per mantenere la velocità di deformazione del campione costante, in funzione del tempo. Le curve che si ottengono sono confrontabili con quelle a stress costante. La prima differenza però si ha nel tratto iniziale della curva: poiché le prove sono a strain costante non si avrà un accumulo istantaneo di energia elastica, ma lo stress aumenterà continuamente in funzione della velocità di deformazione.

Per esperimenti realizzati a basse temperature omologhe ($T_m < 0,5$) (Figura 6-10c) la curva mostra un costante aumento dello stress necessario per mantenere la velocità di deformazione costante (*work hardening*, *strain hardening*), cioè nel corso dell'esperimento diventa sempre più difficile deformare il materiale.

A temperature omologhe maggiori ($T_m > 0,5$) (Figura 6-10d) è possibile registrare una curva lungo la quale sono individuabili le solite quattro parti caratteristiche:

1. si ha una prima parte ("0" in Figura 6-10d) in cui si ha un comportamento elastico e in cui lo stress aumenta molto velocemente;
2. raggiunto il limite di plasticità (σ_y) il campione inizia a deformarsi in modo duttile, lo stress aumenta progressivamente ma lo stress incrementale diminuisce fino a zero. Questo è il flusso primario o *primary creep* ("1" nella curva) ed esprime *work hardening*;
3. quando lo stress ha raggiunto un valore costante si ha un flusso secondario o *steady-state creep* ("2" nella curva), la deformazione nel campione continua anche senza aumentare lo stress;

4. il tratto finale della curva ("3") esprime il flusso terziario o *tertiary creep* in cui lo stress diminuisce e precede la rottura.

6.3.3 *Steady-state creep*

Con *steady state creep* si intende una deformazione duttile (flusso) a stress e velocità di deformazione costante. Queste condizioni si hanno a temperature omologhe $T > 0.5$ e quindi nella realtà a profondità comprese tra i 15 ed i 20 km. Poiché questo tipo di deformazione può accomodare grandi quantità di strain, si suppone che esso approssimi il comportamento duttile in natura.

La velocità di deformazione durante in uno stadio *steady state* è funzione dello stress applicato, temperatura, dimensioni dei cristalli che costituiscono la roccia e composizione. In funzione dello stress applicato è possibile distinguere un: (a) regime a basso stress (σ circa < 20 MPa), (b) regime a stress medio (σ circa tra 20 e 200 MPa), (c) regime ad alto stress (σ circa > 200 MPa).

Questi differenti regimi di creep riflettono differenti processi deformativi che avvengono a differenti condizioni di stress. Discuteremo l'aspetto microstrutturale in seguito.

Regime a stress medio (*Power-law creep*)

E' quello maggiormente studiato e che trova maggiori applicazioni nell'interpretazione della deformazione duttile in natura.

La velocità di deformazione è proporzionale allo stress applicato elevato alla "n":

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n e^{\left[\frac{-H}{RT} \right]} \quad 6-6$$

dove A è una costante, n è l'esponente dello stress, H l'energia di attivazione molare, R la costante di Boltzmann (o costante dei gas) e T la temperatura in °K. A, n e H variano a seconda del materiale, n è in genere compreso tra 3 e 10 e più comunemente tra 4 e 5.

Per avere un flusso duttile bisogna superare una certa barriera energetica (il termine esponenziale), l'energia di attivazione H è una misura di questo. In genere aumentando la temperatura aumenta la velocità di deformazione o diminuisce lo stress richiesto per produrre una deformazione con una certa velocità di deformazione. La Figura 6-11a mostra una serie di esperimenti a velocità di deformazione costante su olivina, a tre differenti temperature. Si noti come all'aumentare della temperatura diminuisca lo stress a cui si raggiunge la condizione di *steady-state creep* in cui è possibile applicare l'equazione precedente.

In Figura 6-11b e Figura 6-11c sono riportati due diversi esperimenti, sempre su olivina, effettuati ognuno a temperatura costante, mentre ogni curva esprime una velocità di deformazione differente. Diminuendo la velocità di deformazione (da 10^{-4} a 10^{-5}) diminuisce sensibilmente lo stress richiesto per avere una deformazione *steady-state*.

Confrontando la Figura 6-1s e le Figure 6-11a, b, c si vede come il comportamento di un materiale in un regime di *power-law creep* si approssima ad un comportamento elastico-plastico.

Quando l'esponente "n" dell'equazione precedente aumenta, un piccolo aumento dello stress applicato porta ad un netto aumento della velocità di deformazione. In Figura 6-11d sono riportate curve caratteristiche per differenti esponenti, all'aumentare dell'esponente il comportamento si avvicina a quello di un materiale plastico ideale.

Regime ad alto stress (*Exponential creep law*)

Ad alto stress la velocità di deformazione è fortemente dipendente dallo stress applicato ed è una funzione esponenziale dello stress:

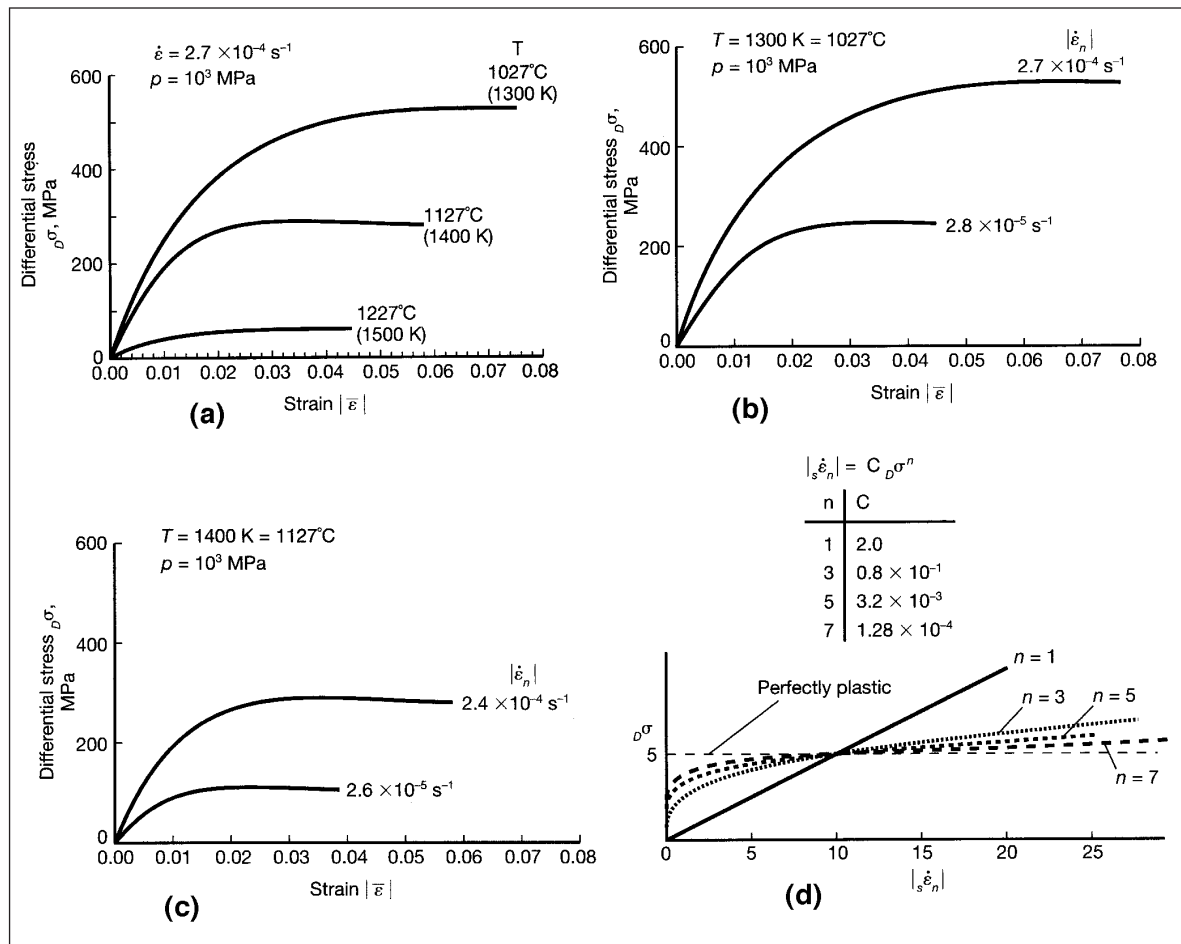


Figura 6-11 (a) Effetto della temperatura sullo *steady state creep* per una dunite. (b), (c) Effetti della variazione della velocità di deformazione sullo *steady state creep* per una dunite, a differenti temperature e velocità di deformazione. (d) Relazioni tra un comportamento plastico ideale e *power law creep*. La costante nell'equazione è tale da ottenere la stessa velocità di deformazione per ogni curva.

$$\dot{\epsilon} = A e^{\beta\sigma} e^{\left[\frac{-H}{RT}\right]} \quad 6-7$$

A e β sono costanti, H l'energia di attivazione molare, R la costante di Boltzmann (o costante dei gas) e T la temperatura in $^\circ\text{K}$.

Questo tipo di creep è riportato in Figura 6-12a, costruita per olivina, dove nel regime ad alto stress i punti definiscono una curva.

Regime a basso stress (*Power-law creep, low n*)

Per bassi valori di stress l'equazione che definisce la velocità di deformazione in funzione dello stress applicato è simile a quella già vista per il *power-law creep*. In questo caso l'esponente dello stress " n " ha valori bassi, generalmente tra 1 e 2. Si noti che quando " n " ha valori prossimi a 1 il comportamento *steady-state* del materiale mostra una relazione lineare tra lo stress e la velocità di deformazione, cioè si approssima un comportamento viscoso ideale (Figura 6-1f).

La Figura 6-12b si riferisce ad esperimenti su calcite e mostra i tre tipi di regimi (basso, medio, alto stress).

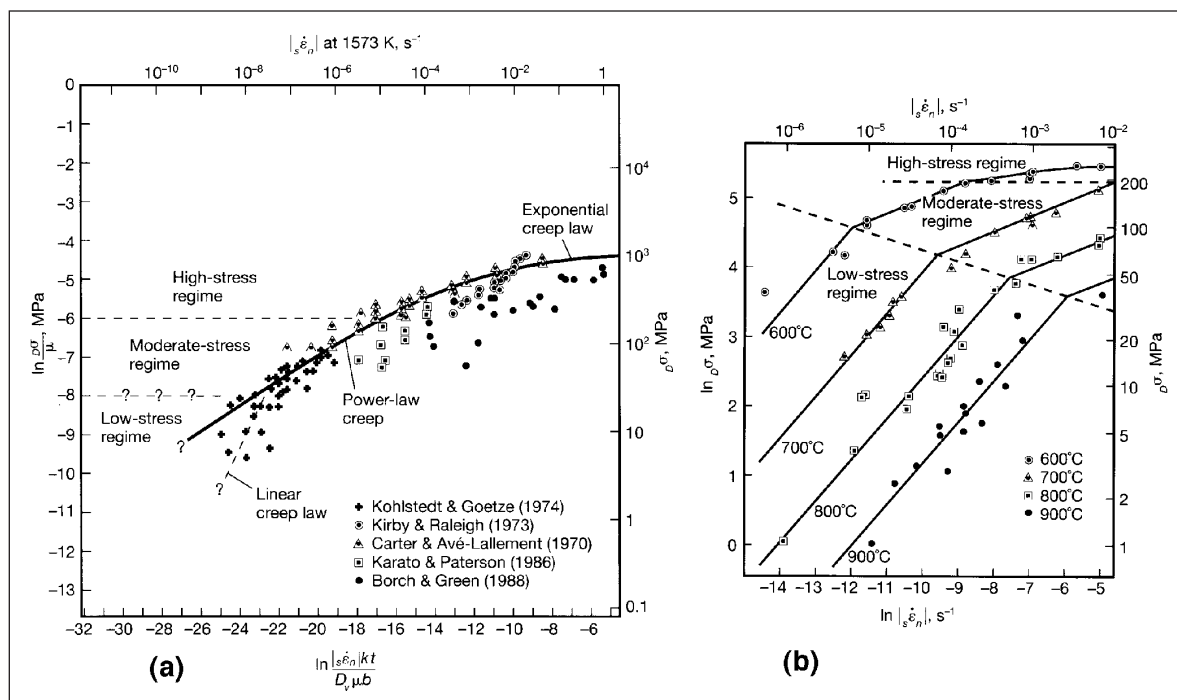


Figura 6-12 Regimi di basso, medio e alto stress per olivina (a) e per calcite (b).

6.4 Bibliografia

- 6-1 HUBBERT, M.K. 1981 : Mechanics of deformation in crustal rocks. In: CARTER, N.L., FRIEDMAN, M., LOGAN, J.M. & STEARNS, D.W. (Eds.), *Mechanical Behavior of Crustal Rocks-The Handyn Volume*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 24, pp. 1-10.
- 6-2 MEANS, W.D. 1976 : *Stress and Strain*. Springer Verlag, New York, 338 pp.
- 6-3 NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. 1976 : *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, London, 444 pp.
- 6-4 PATERSON, M.S. & OLGAARD, D.L. 2000 : Rock deformation tests to large shear strains in torsion. *Journal of Structural Geology*, v. 22, pp. 1341-1358.
- 6-5 POIRIER, J.-P. 1985 : *Creep of Crystals*. Cambridge University Press, Cambridge, 260 pp.
- 6-6 TULLIS, T.E. & TULLIS, J. 1986 : Experimental rock deformation techniques. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Eds.), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 36, pp. 297-324.
- 6-7 TWISS, R.J. & MOORES, E.M. 1992 : *Structural Geology*. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- 6-8 WENK, H.R. 1979 : Some roots of experimental rock deformation. *Bulletin de Minéralogie*, v. 102, pp. 195-202.

7 DEFORMAZIONE E METAMORFISMO

7.1 Deformazione e reazioni metamorfiche

Prenderemo in considerazione ora trasformazioni mineralogiche in rocce deformate accompagnate però da significativo trasferimento di materiale (Figura 7-1). Questo argomento viene trattato qui in modo molto succinto, in quanto rientra a pieno titolo nei programmi di Petrografia e di Petrologia.



Figura 7-1 Schema riassuntivo delle principali trasformazioni mineralogiche in rocce deformate.

Perché una reazione metamorfica sia possibile è necessario che la variazione di Energia libera o di Gibbs (G) sia zero o negativa, in modo che l'energia libera totale sia minima e che il sistema sia all'equilibrio. Il fatto poi che una reazione avvenga veramente oppure no è legata a fattori di cinetica chimica come disponibilità delle fasi reagenti, energia di attivazione, velocità di diffusione, velocità di nucleazione, velocità di crescita dei cristalli, ecc.

La variazione di energia libera in un sistema sottoposto ad un aumento di strain, in un campo di stress non idrostatico è:

$$\Delta G = \frac{\epsilon_{ij}\sigma'_{ij}}{2} + V\Delta P_e - S\Delta T + \sum n_k \Delta \mu_k \quad 7-1$$

dove:

$\epsilon_{ij}\sigma'_{ij}$ è il termine che rappresenta l'energia legata alla deformazione (*strain energy*), proporzionale alla densità di dislocazioni (*lattice energy*); ϵ_{ij} è lo strain incrementale, σ'_{ij} è lo stress deviatorico;

$V\Delta P_e$ è il termine che rappresenta l'energia legata alla variazione di pressione; V è il volume e P_e la pressione effettiva ($P_e = P_{\text{litostatica}} - P_{\text{interstiziale}}$).

$S\Delta T$ è il termine che rappresenta la variazione di energia termica; S è l'entropia e T la temperatura.

$\sum n_k \Delta \mu_k$ rappresenta la variazione di energia chimica; n è il numero di moli del componente k e μ_k il potenziale chimico del componente.

Consideriamo la reazione $A \rightarrow B$. Se l'energia libera dei reagenti G_A e l'energia libera dei prodotti G_B sono uguali, il sistema è stabile e non cambia la sua composizione o le proporzioni relative di A e B nel tempo: $G_B - G_A = \Delta G = 0$ (Figura 7-2a). Se $\Delta G < 0$ i prodotti sono stabili e i reagenti sono metastabili, mentre se $\Delta G > 0$ i reagenti sono stabili e i prodotti sono metastabili. Deformando le fasi reagenti aumenta la loro energia libera G_A , che può portare alla condizione $\Delta G < 0$, con conseguenti reazioni metamorfiche sintettoniche $A \rightarrow B$ (Figura 7-2b).

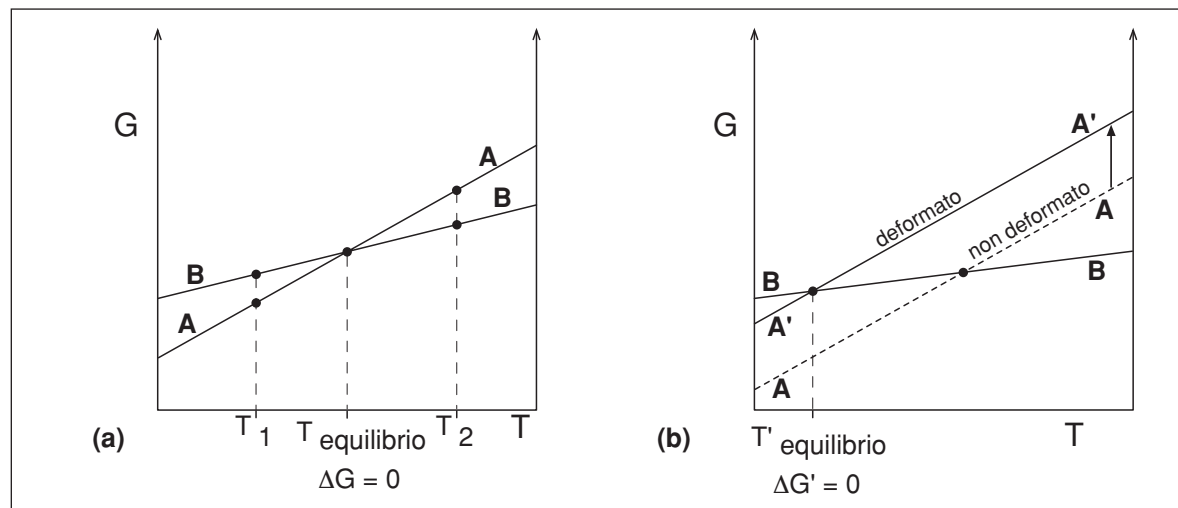


Figura 7-2 Variazione dell'energia libera durante una reazione

7.1.1 Strain e stabilità dei minerali

L'energia meccanica viene trasformata in energia chimica mediante reazione di cristalli con una fase fluida intragranulare.

Applicando uno stress differenziale si ha:

- aumento e localizzazione dello stress lungo limiti tra granuli;
- aumento della densità di dislocazioni, con aumento dell'energia (*lattice energy*);
- riduzione delle dimensioni dei grani e aumento dell'energia superficiale.

Tutto questo porta allo sviluppo di reazioni metamorfiche, alla dissoluzioni di minerali nella fase fluida e alla ricristallizzazione di nuove fasi mineralogiche.

In condizioni di metamorfismo regionale progrado, senza importanti localizzazioni dello stress, il contributo all'energia libera dei termini legati alla deformazione (strain energy, energia superficiale) è molto minore rispetto al contributo dell'energia termica. Diventa invece più importante in zone dove si localizza la deformazione (zone di taglio, accavallamenti, faglie, ecc.)

7.1.2 Energia libera e microstrutture

Un aggregato di minerali in condizioni termodinamicamente instabili reagisce per diminuire l'energia libera del sistema, ha luogo quindi una reazione metamorfica. Successivamente a questa reazione, l'energia del sistema può essere ulteriormente diminuita da cambiamenti microstrutturali. L'energia legata a questi cambiamenti è molto minore rispetto alla variazione di energia libera che si ha a seguito di una reazione, ma può produrre significative variazioni di microstrutture nella roccia. Variazioni microstrutturali che portano ad una diminuzione dell'energia libera sono l'aumento delle dimensioni dei grani e la formazione di contatti tra i granuli a bassa energia.

Aumento delle dimensioni dei grani

In corrispondenza dei limiti dei cristalli si ha una struttura disordinata del reticolo cristallino, con alta densità di dislocazioni. Queste porzioni di cristallo sono di conseguenza zone ad energia più alta rispetto all'interno del cristallo, detta "energia superficiale".

Un aggregato policristallino può quindi ulteriormente abbassare il suo contenuto energetico diminuendo in numero di contatti tra i granuli, aumentando cioè le dimensioni medie dei grani. Il movimento dei limiti dei cristalli porta ad un aumento delle dimensioni di alcuni grani, mentre altri cristalli diminuiscono di volume e vengono progressivamente eliminati. I contatti tra i granuli diventano generalmente rettilinei, e formano preferibilmente giunzioni triple a 120°, che è la geometria che

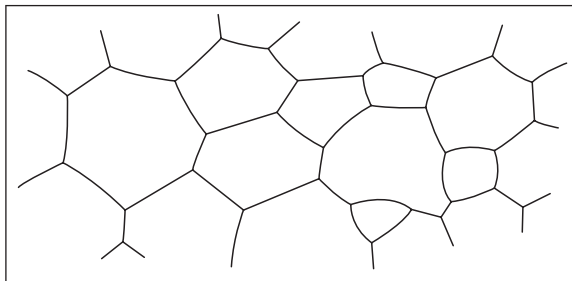


Figura 7-3 Struttura granoblastica con limiti tra i granuli a 120°.

permette ad un cristallo di occupare il volume maggiore con la minima superficie (Figura 7-3). Questo processo può procedere più velocemente se la temperatura è sufficientemente alta, poiché il movimento di dislocazioni e la diffusione sono funzione della temperatura. Se l'aumento delle dimensioni dei grani non è accompagnato da deformazione, si ha lo sviluppo di una struttura isotropa (struttura granoblastica), con grani di grosse dimensioni, che può completamente obliterare qualsiasi microstruttura precedente (ricristallizzazione statica, *annealing*). È importante ricordare che la cristallizzazione statica non interessa solamente rocce che hanno subito trasformazioni metamorfiche con importante trasporto di materiale, ma si può avere anche in rocce che hanno subito ricristallizzazione dinamica per rotazione o per *grain boundary migration*. Il processo di diminuzione di energia mediante aumento delle dimensioni dei grani non procede indefinitamente, fino ad eliminare tutti i contatti e formare un singolo cristallo unico nella roccia. All'aumentare delle dimensioni diminuisce l'energia superficiale, fino a diventare minore dell'energia di attivazione necessaria per avere migrazione dei contatti tra i grani. A questo punto il processo si blocca.

In alcune porzioni della roccia l'aumento delle dimensioni dei grani può essere impedito se esiste una fase mineralogica con forte anisotropia di forma (es. muscovite, biotite).

Formazione di contatti tra i granuli a bassa energia.

Nel caso di contatti fra tre granuli di cui due della stessa specie mineralogica (Figura 7-4a) gli angoli dei limiti tra i tre cristalli sarà diverso da 120°, perché è differente l'energia superficiale lungo il contatto tra cristalli della stessa specie (contatto 1-1) rispetto a quella lungo i contatti tra cristalli diversi (contatti 1-2).

Se l'energia lungo il contatto tra due cristalli "1" (contatto 1-1, energia superficiale γ_{11}) è maggiore dell'energia superficiale lungo i due contatti 1-2 (energia superficiale γ_{12}) varieranno gli angoli tra i contatti (θ_1 , θ_2) in modo tale che, a parità di volume, l'energia superficiale totale sia minima. Questo può essere raggiunto se il tratto PQ del contatto 1-1 (Figura 7-5) diminuisce di lunghezza, fino ad avere la lunghezza OP. Questo implica uno spostamento del punto di contatto fra i tre granuli (verso destra nel caso della Figura 7-5b) e una diminuzione dell'angolo θ_2 . Per una situazione tipo quella riportata in Figura 7-4a (punto triplo fra tre cristalli di due specie mineralogiche differenti) è valida la seguente relazione:

$$\frac{\gamma_{11}}{\gamma_{22}} = \frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} \quad 7-2$$

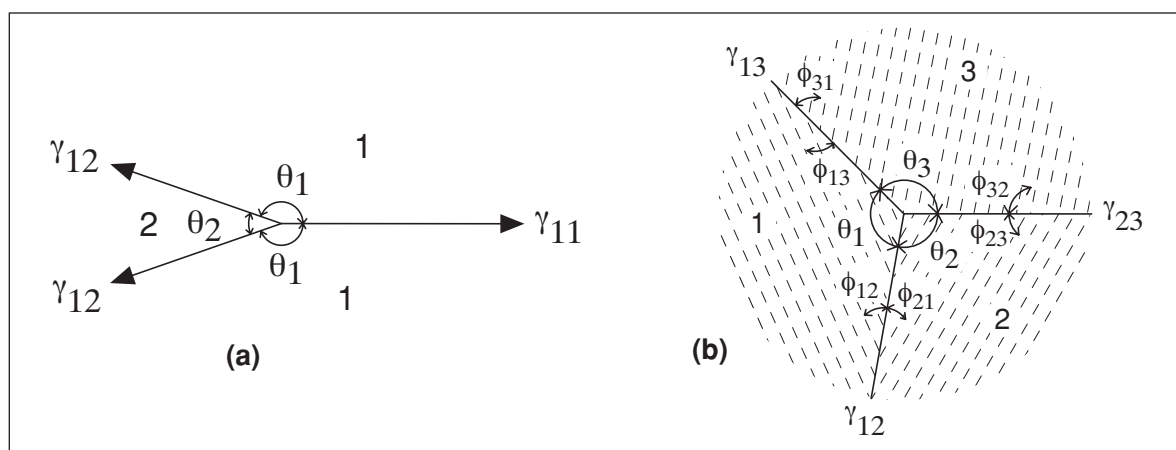


Figura 7-4 Relazioni angolari tra i limiti fra tre cristalli.

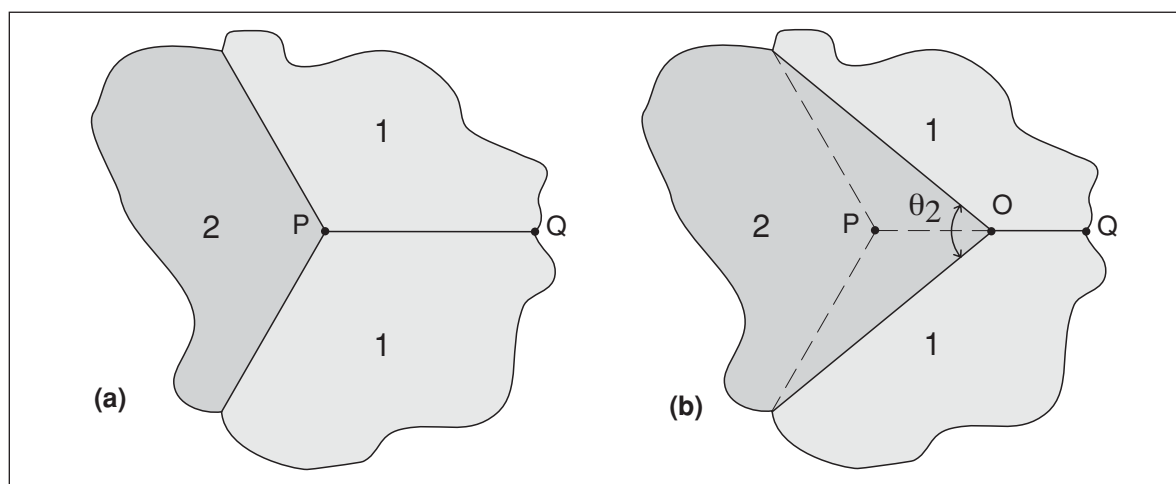


Figura 7-5 Variazione della geometria del limite tra granuli nel caso di limiti tra tre granuli, due dei quali appartenenti alla stessa specie mineralogica.

Questa semplice relazione non tiene conto delle orientazioni cristallografiche dei granuli in prossimità dei contatti. Per una determinazione più esatta degli angoli tra i grani bisogna considerare anche gli angoli che i reticoli cristallini fanno con i limiti dei grani (Figura 7-4b), questo perché vi è la tendenza ad avere contatti secondo piani reticolari ad alta densità atomica, cioè piani cristallografici importanti con bassi indici (hkl) (Figura 7-6).

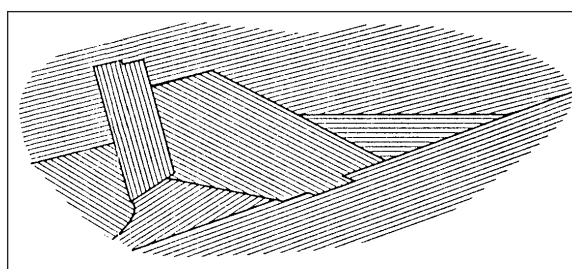


Figura 7-6 Rapporti tra limiti tra i granuli e orientazione cristallografica dei cristalli.

Solitamente l'energia superficiale tra cristalli della stessa specie (es. contatto 1-1 in

Figura 7-4b) è maggiore rispetto a quella tra cristalli diversi. Questo implica che una roccia con molti contatti tra fasi diverse ha un'energia totale minore rispetto ad una roccia in cui esistono molti contatti tra cristalli uguali. Si formeranno quindi preferibilmente microstrutture con molti contatti tra fasi mineralogiche diverse, cosa che può essere comunemente osservata in filladi, gneiss, migmatiti, miloniti di alta temperatura, ecc.

In conclusione:

- a) La deformazione aumenta la ricristallizzazione metamorfica nelle rocce. Le zone di taglio sono luoghi dove preferenzialmente si avrà ricristallizzazione e crescita di minerali, perché l'energia libera è maggiore rispetto alle zone circostanti (è maggiore l'energia legata alla deformazione, proporzionale alla densità di dislocazioni);
- b) minerali diversi avranno velocità di reazione differente in una roccia. Essi testimoniano quindi differenti parti della storia termica e barica della roccia, in base alle dimensioni dei cristalli e della velocità di raffreddamento della roccia.
- c) le microstrutture ci permettono di stabilire rapporti reciproci tra deformazione e crescita di minerali.

7.2 Bibliografia

- 7-1 BORRADAILE, G.J., BAYLY, M.B. & POWELL, C.M. 1982 : *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Springer Verlag, Berlin, 551 pp.
- 7-2 BUCHER, K. & FREY, M. 1994 : *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, Berlin, 318 pp.
- 7-3 KRETZ, R. 1966 : Grain-size distribution for certain metamorphic minerals in relation to nucleation and growth. *Journal of Geology*, v. 74, pp. 147-173.
- 7-4 KRETZ, R. 1966 : Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, v. 7, pp. 68-94.
- 7-5 SPEAR, F.S. 1995 : *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Mineralogical Society of America Monograph, Washington D.C., pp. 799.
- 7-6 SPRY, A. 1969 : *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, Oxford, 352 pp.
- 7-7 THOMPSON, A.B. & RUBIE, D.C. 1985 : *Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures and Deformation*, Advances in Physical Geochemistry, Springer Verlag, v. 4, pp. 291, New York.
- 7-8 VERNON, R.H. 1976 : *Metamorphic Processes*. George Allen & Unwin, London, 247 pp.
- 7-9 WINTSCH, R.P. 1985 : The possible effects of deformation on chemical processes in metamorphic fault zones. In: THOMPSON, A.B. & RUBIE, D.C. (Eds.), *Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures and Deformation*. Springer Verlag, Advances in Physical Geochemistry, v. 4, pp. 251-268.

