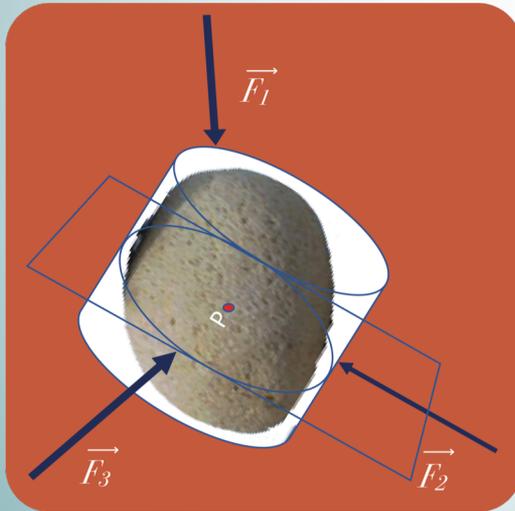


Caracterización geomecánica de suelos y rocas

Tema 4 Comportamiento reológico



Alberto González Díez

Patricio Martínez Cedrún

DPTO. DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y FÍSICA DE LA
MATERIA CONDENSADA (CITIMAC)

Este tema se publica bajo Licencia:

[Creative Commons BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/)



Conceptos básicos

Las tensiones o esfuerzos generados por la aplicación de las fuerzas pueden producir deformaciones y roturas en las rocas dependiendo de la resistencia de las mismas y de otras condiciones extrínsecas al propio material rocoso.

La deformación indica el cambio de forma o configuración de un cuerpo, correspondiéndose con desplazamientos que sufre la roca al soportar la carga.

Ante la dificultad de medir desplazamientos muy pequeños la deformación se expresa comparando el estado deformado con respecto al inicial y, por tanto, no tiene unidades.

La deformación longitudinal ε , se define como la variación de la longitud entre dos partículas en dos estados mecánicos diferentes.

$$\varepsilon = (l_i - l_f) / l_i = \Delta l / l_i$$

La deformación volumétrica o dilatación ϖ es la relación entre el cambio de volumen de un cuerpo y su volumen inicial.

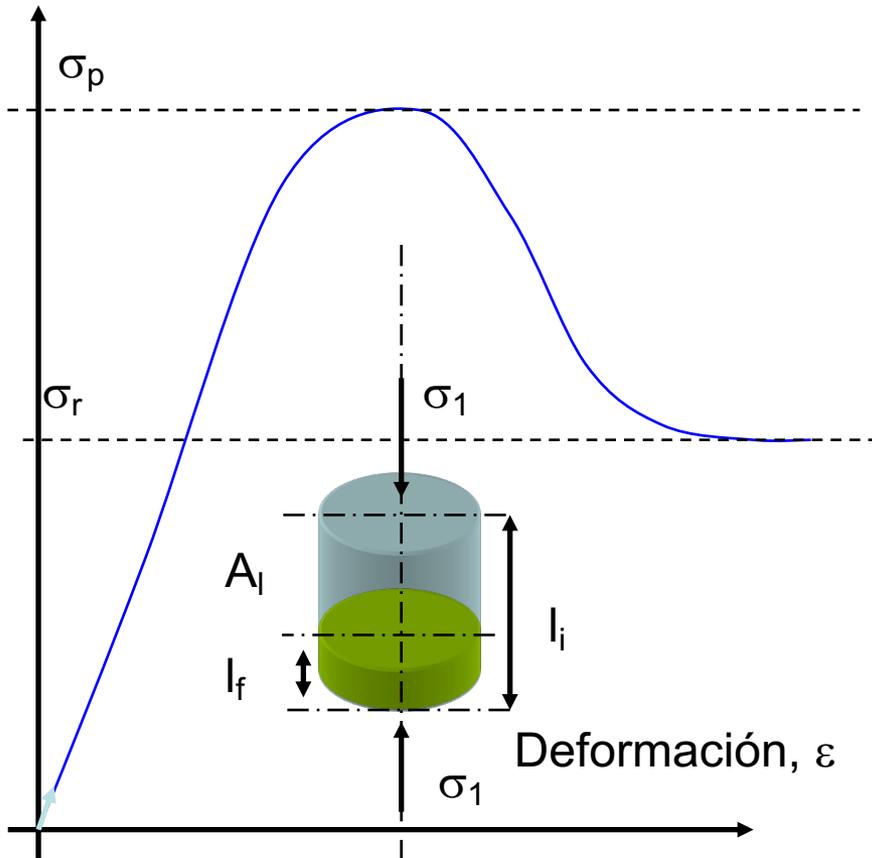
$$\varpi = (V_i - V_f) / V_i = \Delta V / V_i$$

Mientras que el esfuerzo indica una condición de la roca en un instante y depende de las fuerzas aplicadas, la deformación compara condiciones en dos instantes y concierne únicamente a la configuración de cuerpos.

Conceptos básicos II

La resistencia se define como el esfuerzo que una roca puede soportar para unas ciertas condiciones de deformación.

Tensión, $\sigma = F/A$



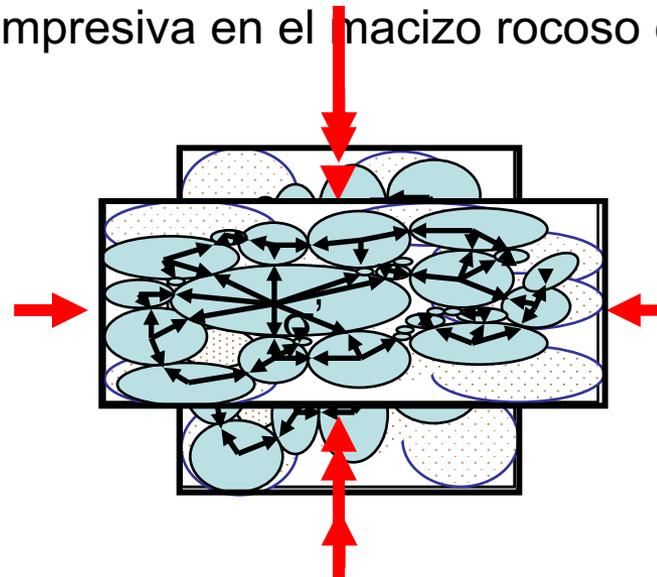
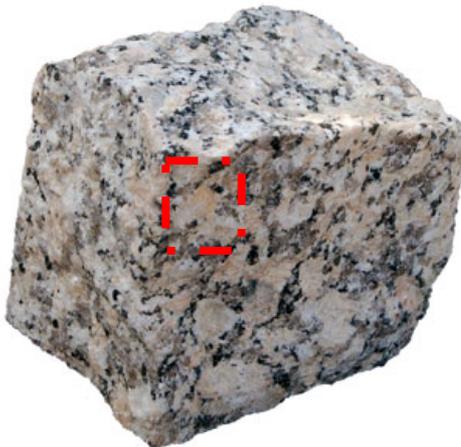
Conceptos básicos III

crush3d.gif

En condiciones naturales, la resistencia depende de las propiedades intrínsecas de las rocas, como la cohesión o el ángulo de fricción interna, así como de propiedades externas como la magnitud de los esfuerzos que se ejercen, los ciclos de carga descarga, la presencia de agua. Por ese motivo no tiene un valor único sino un rango

La resistencia compresiva es la propiedad más frecuentemente medida en la matriz rocosa, dado que es fácil extraer un testigo y realizar el ensayo de medida en el laboratorio.

La determinación de esta resistencia compresiva en el macizo rocoso es compleja y se realiza por métodos empíricos.



Conceptos básicos IV

La rotura es un fenómeno que se produce cuando la roca no puede soportar las fuerzas que se aplican alcanzando el esfuerzo un valor máximo correspondiente a la resistencia de pico del material.

El inicio de la rotura no tiene porque coincidir con el comienzo de planos de fractura. Esta se produce cuando se rompen los enlaces entre los minerales, desapareciendo las fuerzas cohesivas y permaneciendo las fricciónales.

En función de la resistencia de la roca y de las relaciones entre los esfuerzos aplicados y las deformaciones producidas se pueden producir en la roca diferentes modelos de ruptura

- Instantánea o frágil

- Progresiva o dúctil

Los planos de ruptura generados presentan orientaciones que dependen de:

- la dirección de las fuerzas aplicadas

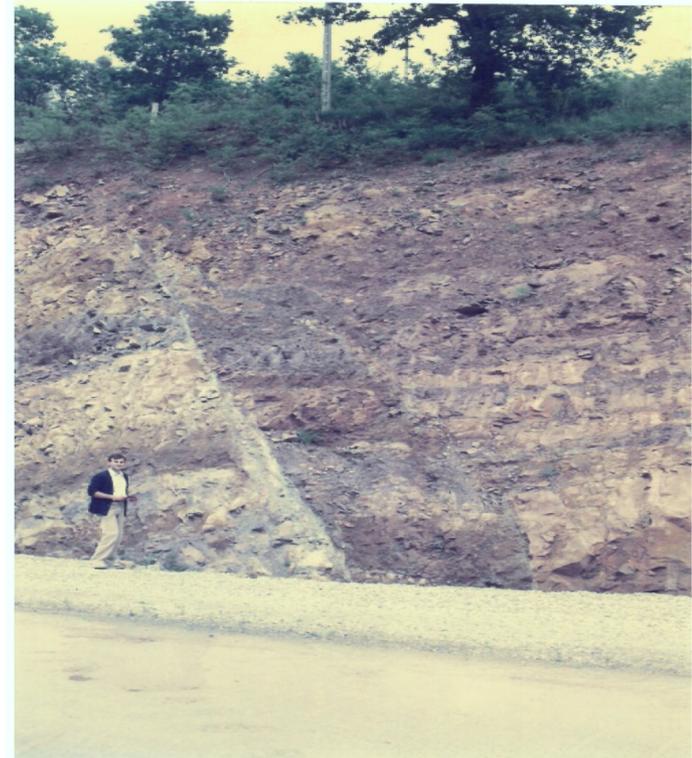
- las anisotropías presentes en el macizo rocoso (orientación preferente de minerales, presencia de microfisuras orientadas, esquistosidades, laminaciones).



Mecanismos de rotura

Tarback, Lutgens,
Prentice-Hall, 1998

Rotura por desmenuamiento. Se produce cuando una determinada roca
es cortada por planos de corte suficientemente altos que producen el
material a través de un plano



Mecanismos de rotura

Rotura por compresión. Tiene lugar cuando la roca sufre esfuerzos de compresión. Microscópicamente se producen grietas de tracción que progresan en el interior de la roca



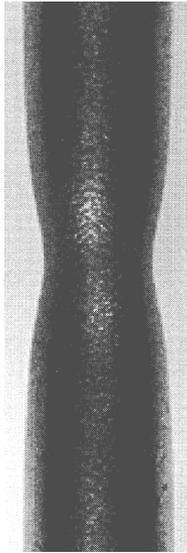
Mecanismos de rotura

Rotura por flexión. Se produce cuando una sección de roca está sometida a momentos flectores



Mecanismos de rotura

Rotura por tracción. Se produce cuando una sección de roca está sometida a momentos flectores



Mecanismos de rotura

Rotura por colapso. Se produce cuando en condiciones de compresión isotrópica, es decir, cuando el material sufre compresiones en todas las direcciones de espacio. La estructura de la roca se transforma en un material muy pulverulento, tipo suelo.



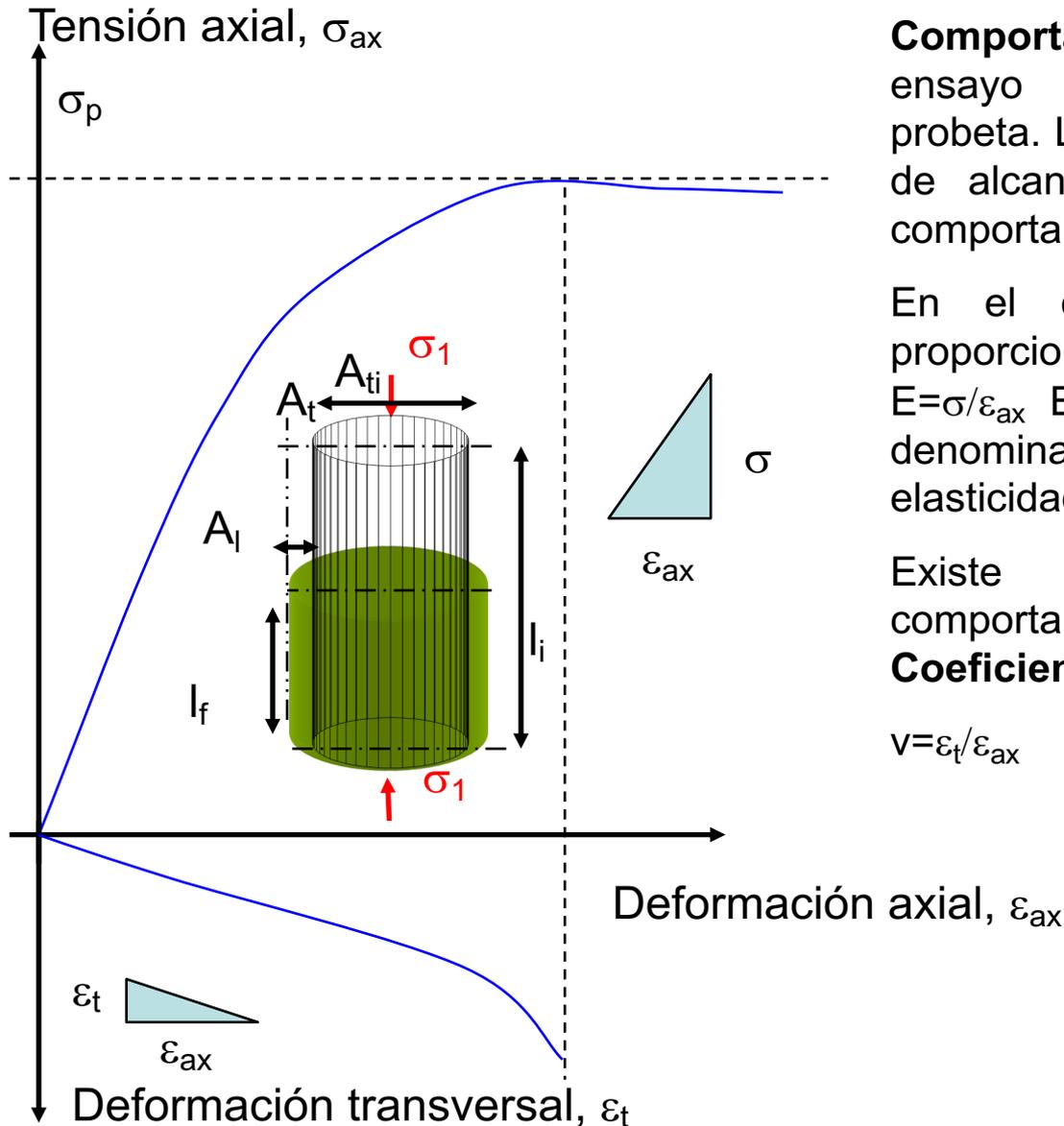
Relaciones esfuerzo-deformación

El comportamiento de esfuerzo-deformación, de un cuerpo viene definido por las relaciones entre los esfuerzos aplicados y las deformaciones producidas, y hace referencia a cómo se va deformando y como va variando el comportamiento de un material rocoso a lo largo de la aplicación de una carga, es decir cómo varía la resistencia del material para determinados niveles de deformación.

Las rocas presentan relaciones no lineales entre las fuerzas aplicadas y las deformaciones producidas a partir de un determinado nivel de esfuerzos, obteniéndose diferentes curvas σ - ε para diferentes tipos de rocas.

Si debido a la aplicación de una carga sobre un cuerpo rocoso se supera su resistencia de pico (la deformación aumenta más allá de la deformación de pico) se pueden dar los siguientes casos:

Relaciones esfuerzo-deformación



Comportamiento elástico. La figura muestra un ensayo de compresión uniaxial sobre una probeta. La rama ascendente de la probeta antes de alcanzar la resistencia de pico tiene un comportamiento lineal o elástico.

En el campo elástico la deformación es proporcional al esfuerzo y cumple la relación $E = \sigma / \epsilon_{ax}$. E es la constante de proporcionalidad denominada **Módulo de Young**, o módulo de elasticidad.

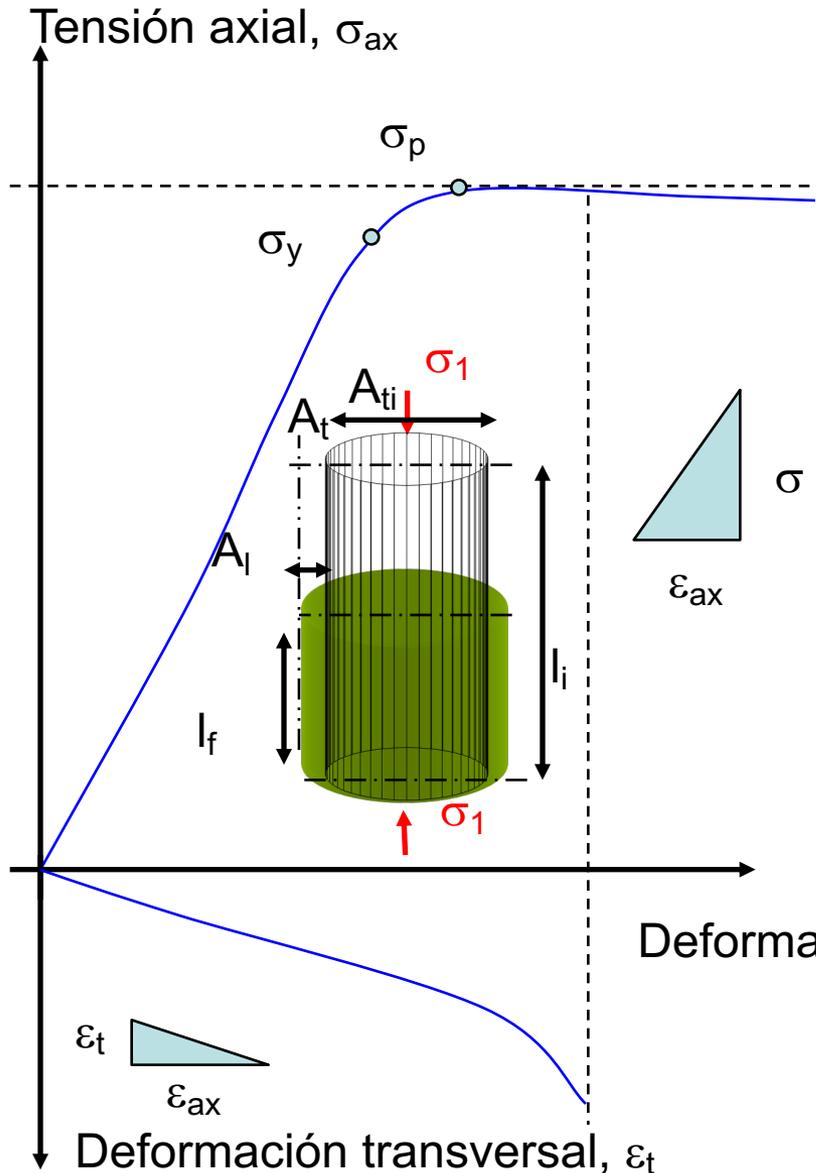
Existe otra constante que define el comportamiento elástico del material llamado **Coefficiente de Poisson**

$$\nu = \epsilon_t / \epsilon_{ax}$$

$$\epsilon_{ax} = \frac{\Delta l}{l_i}; \quad \epsilon_t = \frac{\Delta t}{t_i}$$

$$E = \frac{\sigma_{ax}}{\epsilon_{ax}}; \quad \nu = \frac{\epsilon_t}{\epsilon_{ax}}$$

Relaciones esfuerzo-deformación



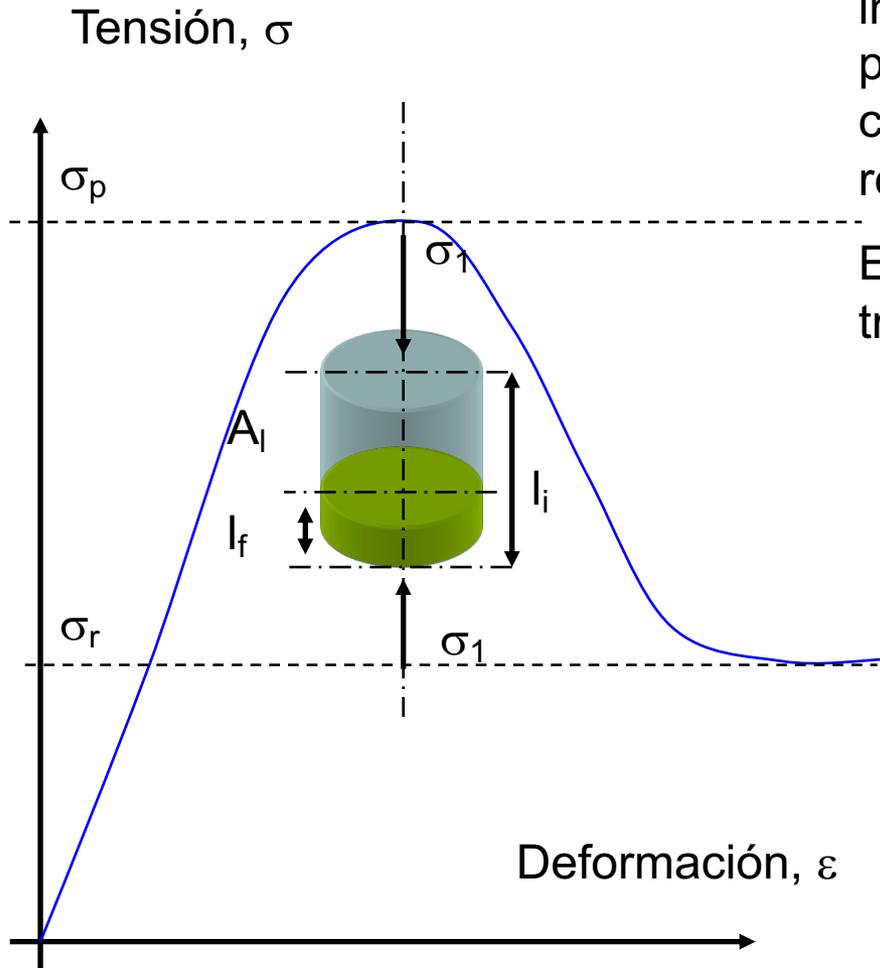
Como se aprecia en la gráfica, hay un punto donde se abandona el comportamiento elástico y se pasa a un comportamiento plástico, ya no hay proporcionalidad entre esfuerzo y deformación. Las deformaciones de las rocas no se recuperan. A ese punto se denomina límite de plasticidad (yield point), la resistencia correspondiente se denota como σ_y . (nota no confundir con el esfuerzo en el eje y que se denomina σ_{yy}). A partir de este punto la roca puede mantener deformaciones antes de llegar a su límite de resistencia.

En rocas frágiles los valores de σ_y y σ_p están muy próximos o coinciden, esto no ocurre en las rocas de comportamiento dúctil. Por encima del comportamiento elástico la roca no recupera su estado original.

Relaciones esfuerzo-deformación

En el **comportamiento frágil**, la resistencia de las rocas disminuye drásticamente incluso hasta alcanzar un valor muy próximo a cero. Lo presentan las rocas cristalinas, es decir rocas duras de alta resistencia.

Esta pérdida de resistencia se produce a través de un plano.



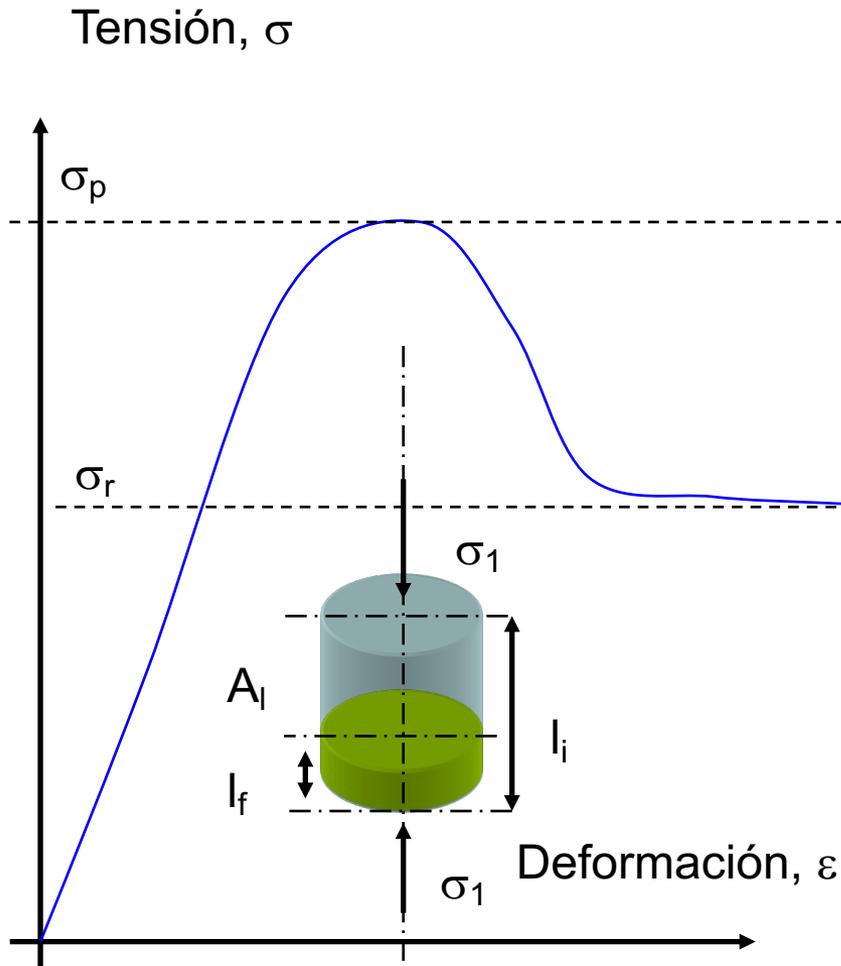
Relaciones esfuerzo-deformación

En el **comportamiento frágil-dúctil**, la resistencia de las rocas disminuye hasta un cierto valor después de haber alcanzado deformaciones importantes

Se suele producir en discontinuidades rocosas o en materiales arcillosos sobreconsolidados.

La resistencia de pico, σ_p , es el esfuerzo máximo que se puede alcanzar; se produce para una cierta deformación que se denomina deformación de pico.

La resistencia residual, σ_r , es el valor al que cae la resistencia de algunas rocas para deformaciones elevadas. Se produce después de sobrepasada la resistencia de pico.

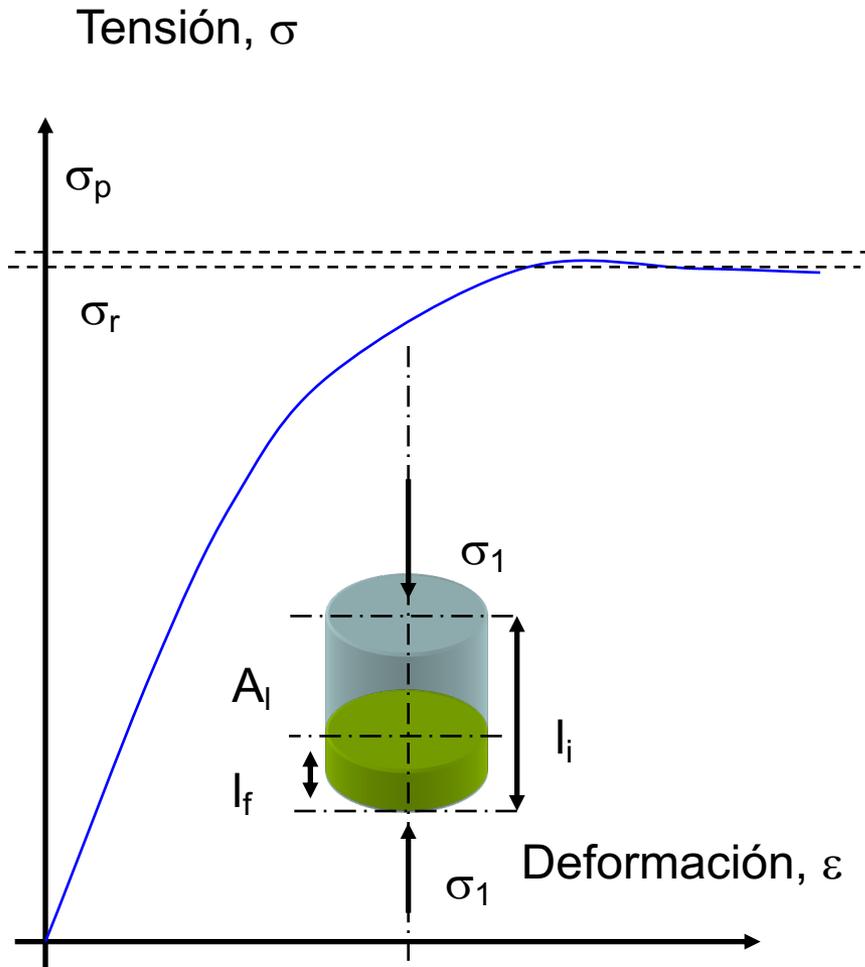


Relaciones esfuerzo-deformación

En el **comportamiento dúctil**, la deformación sigue aumentando sin que se pierda la resistencia (deformación dúctil), es decir la resistencia se mantiene constante después de grandes deformaciones.

Es el comportamiento que manifiestan las sales.

La resistencia de pico y residual son casi iguales. La deformación se produce sin pérdida de resistencia



Relaciones esfuerzo- deformación

Conocer el valor del límite de plasticidad y de las deformaciones asociadas a ese esfuerzo es también importante para el diseño de obras y estructuras en rocas blandas, en las que el material sufre deformaciones irreversibles con esfuerzos inferiores, incluso a la resistencia de pico.

Es posible que con estos materiales, y una vez sobre pasado ese límite, un pequeño incremento de la carga pueda dar lugar a rotura definitiva y progresiva del material. O incluso manteniendo la carga constante, el paso del tiempo o los procesos de meteorización pueden ocasionar la pérdida definitiva de la resistencia.

Comportamientos en la deformación

El comportamiento **reológico** de un cuerpo depende de propiedades resistentes intrínsecas de la roca y de condiciones en las que están aplicando los esfuerzos (valor de los esfuerzos confinantes, temperatura, presencia de agua intersticial, etc.).

Reología: Parte de la física que estudia la viscosidad, la plasticidad, la elasticidad y el derrame de la materia.

Factores influyentes en la fracturación

- Factores Intrínsecos, que incluyen la composición, estructura de la roca, tamaño del grano, cantidad de matriz, porosidad y permeabilidad de la matriz, espesor del cuerpo y discontinuidades previas.
- Factores Extrínsecos, que incluyen la presión efectiva, la diferencia entre las presiones confinante y del fluido de poro, tiempo (velocidad de deformación), la tensión diferencial y la composición del fluido de poro.
- Las propiedades mecánicas que están determinadas por la interacción de ambos factores. Estas determinan las condiciones de plasticidad y rigidez propias de cada tipo de roca.

Factores intrínsecos

El efecto que ejerce la composición mineral y la estructura de la roca hace que el material sea isótropo o anisótropo en términos de su comportamiento mecánico.

El comportamiento mecánico también está condicionado por la rigidez o debilidad con que estén adheridos los componentes,

Dicho comportamiento se manifestara el grado de fracturación.

Los parámetros geológicos que influyen sobre la intensidad del fracturación muestran cuan eficiente se encuentran las fracturas dentro del área de un yacimiento,

Factores intrínsecos

- **Tamaño de Grano.**

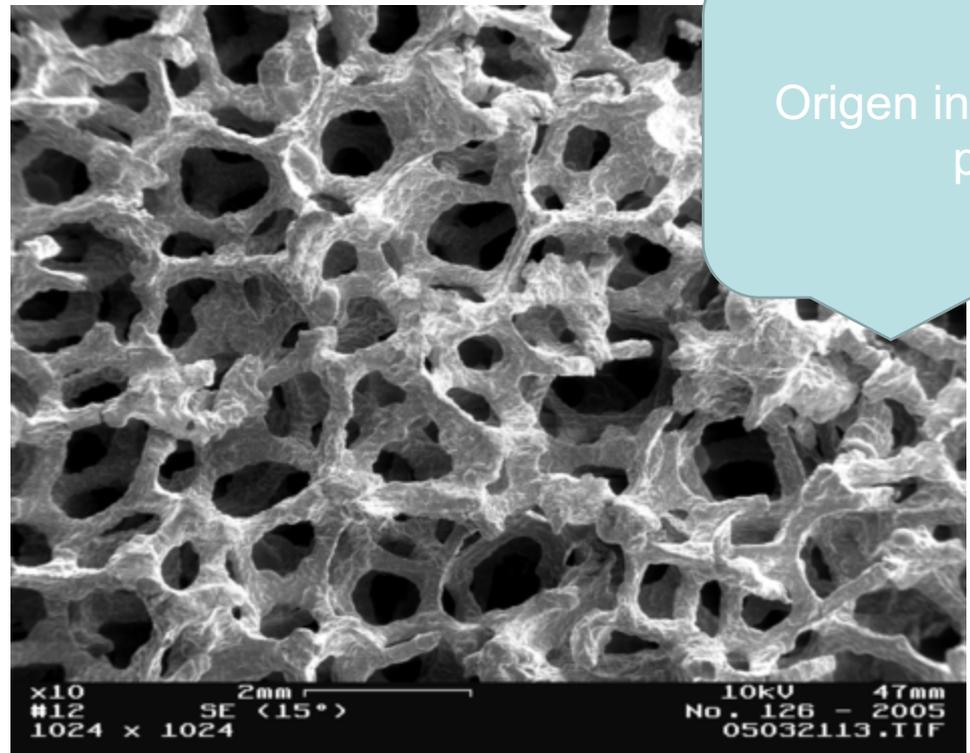
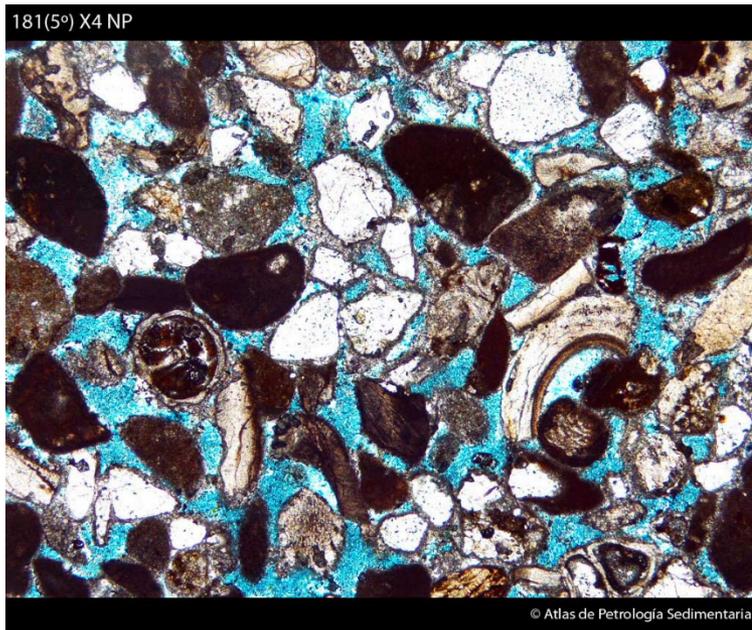
Cuando se está en presencia de rocas terrígenas bien seleccionadas, las resistencias de esas rocas a la tensión y compresión aumenta notablemente, por lo que es de esperar, que se necesita que aumente la tensión para propiciar fracturación. El tamaño de grano condiciona la abundancia de la fracturas (Sinclair, 1980); **cuanto menor es el tamaño del grano, mayor es la fracturación, principalmente en rocas carbonatadas.**



Factores intrínsecos

- **La Porosidad.**

El porcentaje de **porosidad** es **inversamente proporcional a la intensidad de la fracturación**, es decir, una roca con una baja porosidad va a estar más fracturada (las fracturas más cercanas unas de otras) que otra en el mismo ambiente de esfuerzos con una porosidad mayor. Cuando la porosidad de matriz y la permeabilidad de la matriz decrecen, la intensidad de la fracturación, se incrementa.



Origen interno
página

Factores intrínsecos

- **La Composición.**

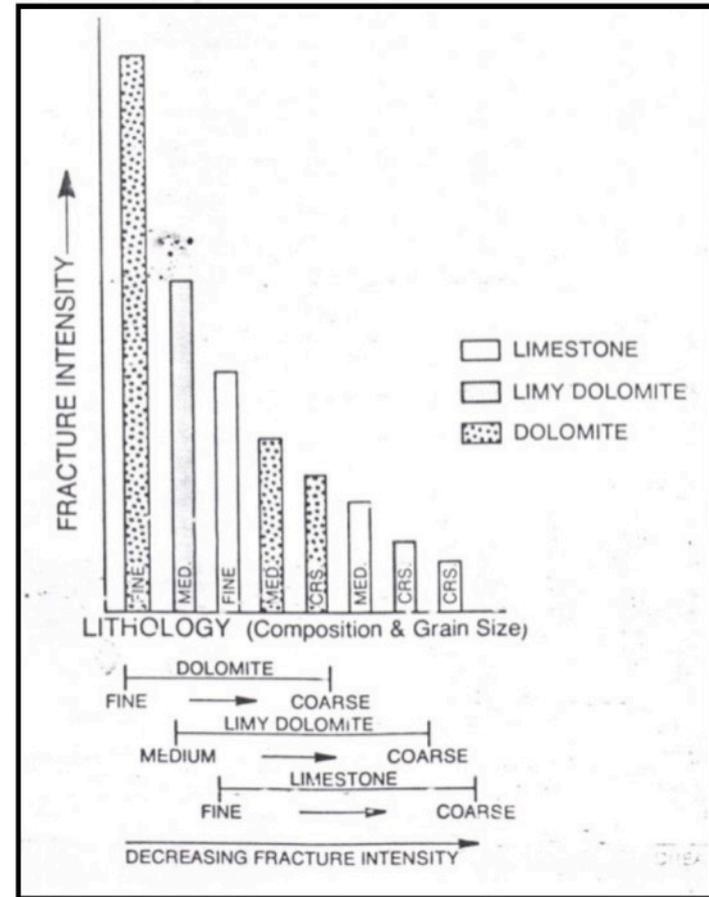
Las rocas están compuestas por distintos minerales, unos más dúctiles que otros. Si una roca es sometida a un estado de esfuerzos y **está compuesta por materiales más quebradizos, esta desarrollará una mayor cantidad de fracturas** las cuales están más cercanas entre sí, en comparación a una dúctil sometida al mismo régimen de esfuerzos.



Factores intrínsecos

•La Composición. II

Varios autores (Stearns y Friedman 1972; Currie 1974) han coincidido en considerar las **relaciones entre el espaciamiento de las fracturas, la densidad y la litología**. Esta observación característicamente está relacionada con la intensidad de la fuerza y la ductilidad propia de la roca. Esto considerando condiciones ambientales y de esfuerzo semejantes (Nelson 2001).



Intensidad relativa de fracturas tectónicas, en función de la litología (Composición mineral y tamaño de grano). Tomado de Nelson 2001, adaptado de Sinclair 1980.

Factores intrínsecos

•La Composición. II

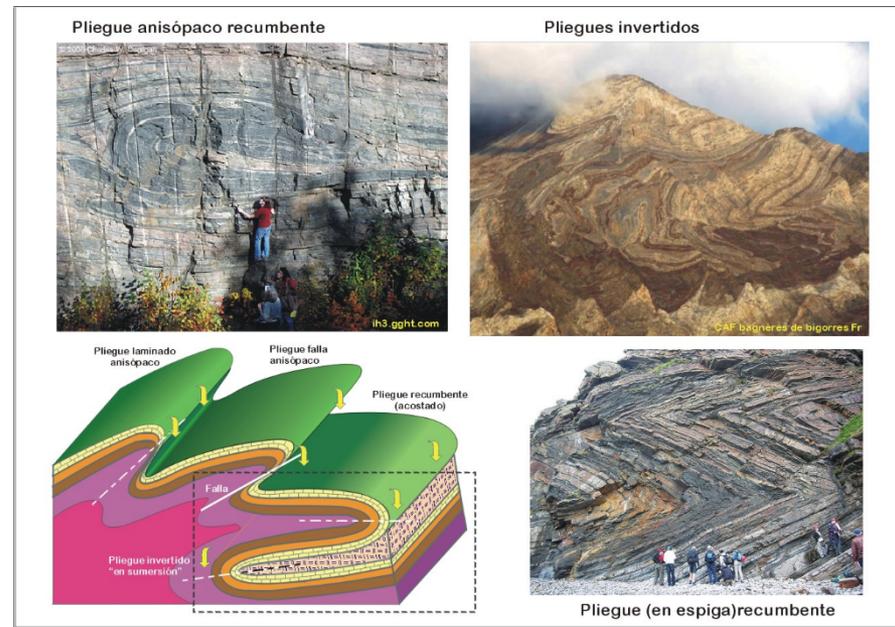
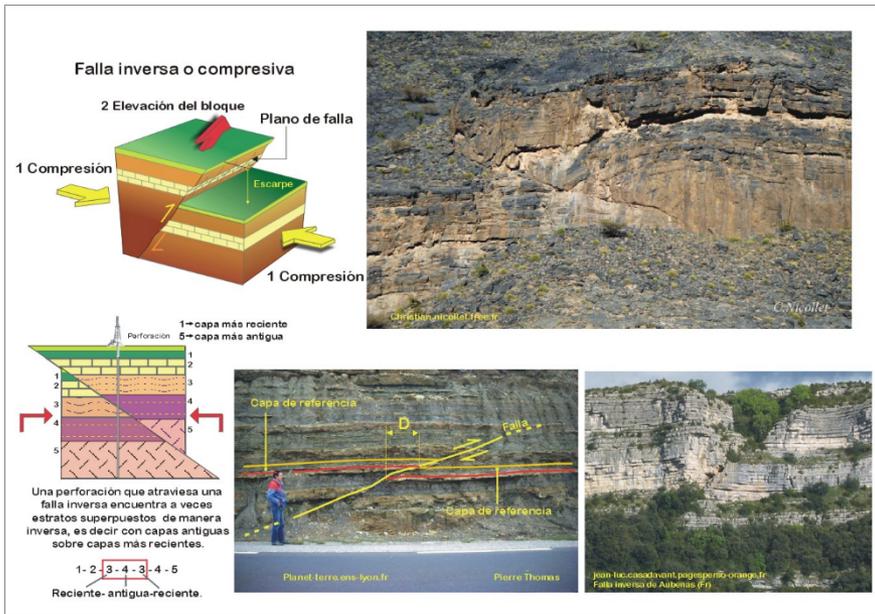
En general las rocas cuando contienen un alto porcentaje de minerales o constituyentes frágiles y de granulometría fina, podrá tener un espaciamiento muy próximo de las fracturas, e inversamente si su contenido es bajo, el espaciamiento será más distante.



Factores intrínsecos

- **Posición estructural.**

Algunos sistemas de fracturas pueden ser debidos a fuerzas que actúan sobre sectores específicos de la formación como sería el caso de los pliegues y fallas, por lo cual, la consideración de la posición estructural inicial y final de las formaciones es importante en deducción de los lugares con mayor ocurrencia de fracturación. **En el caso de las fallas, lo que sucede con más frecuencia, es que en sus cercanías se encuentran la mayor cantidad de fracturas**, mientras que los sistemas con esfuerzos regionales por lo general desarrollan fracturas en todas las secuencias a nivel de una cuenca.



Factores intrínsecos

Un factor que influye en la localización de fracturas es la **diagénesis**, proceso que puede afectar preferencialmente a algunos sectores de una formación con respecto a otros, es causa de reducción de volumen y de la ductilidad de las calizas, lo que predispone al fracturación ante un cambio en el estado de esfuerzos. Por otro lado se ha constatado que existe un incremento del fracturación con el aumento de la rigidez de la roca.



Factores intrínsecos .

•**Cuando la roca es isotrópica**, puede tener la capacidad de absorber esfuerzos sin deformarse, y por consiguiente, ser mas rígida, no presentando grandes alteraciones frente a la erosión, lo que se denomina en geología material competente.

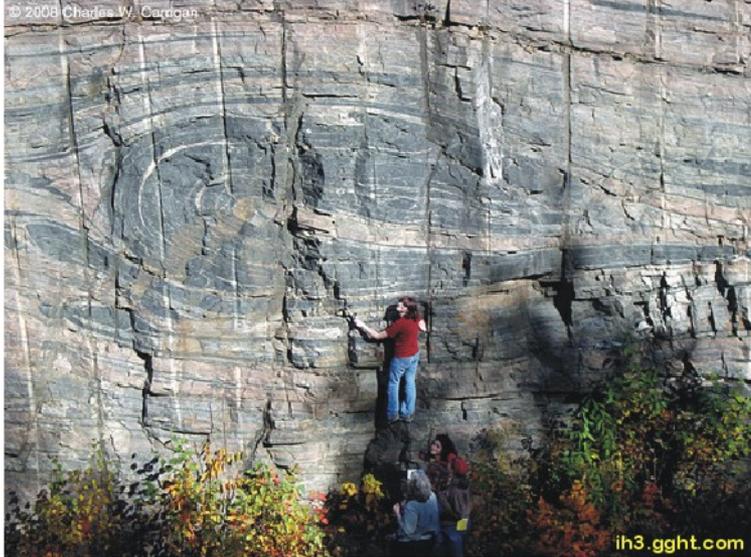
En [geología](#) el término **competencia** *se refiere a una propiedad de las rocas que consiste en su resistencia a la erosión o a la deformación en relación con su resistencia mecánica*. De manera muy simplificada en geología se llaman competentes a las rocas que en el idioma vulgar se llaman duras, por ejemplo los [granitos](#); y llamamos incompetentes a las rocas que en términos vulgares llamamos blandas, por ejemplo las [arcillas](#). En minería se llama 'rocas competentes' a aquellas en las que una galería no necesita [entibación](#).

•**Cuando la roca es anisotrópica**, hay que relacionar lo contrario pues hay deformación, expresando su plasticidad y la heterogeneidad de sus constituyentes.

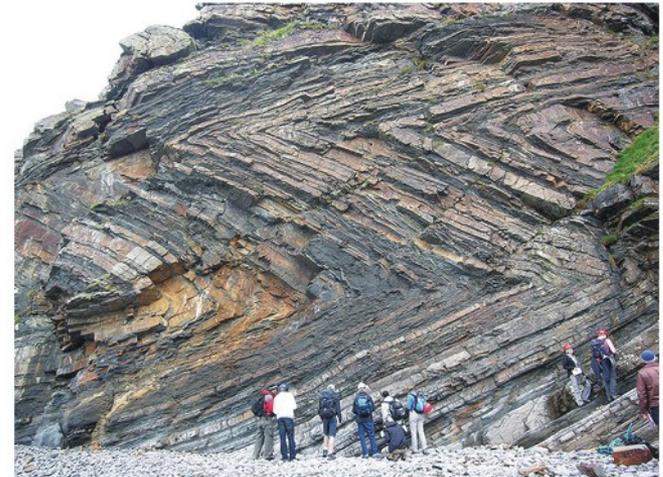
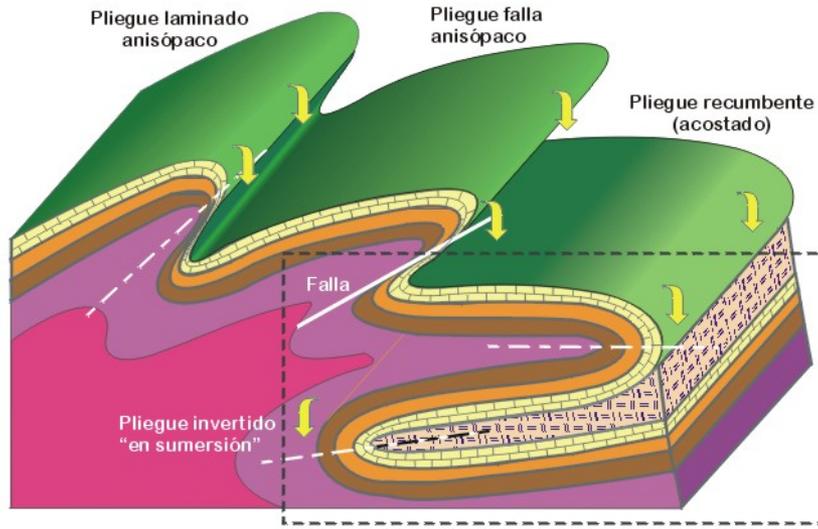
Factores intrínsecos .

<http://ceteme.blogspot.com.es/2015/10/plegando-fallas.html>

Pliegue anisópaco recumbente



Pliegues invertidos



Pliegue (en espiga)recumbente

Factores intrínsecos

- **Espesor de La Capa**

A igualdad de los parámetros anteriores, y solo se varía el espesor de la capa en estudio, se llega a apreciar que **las capas más delgadas presentan una intensidad de microfracturación mucho mayor que la más gruesas**. En cuanto al espesor del cuerpo se ha documentado por McQuillan, 1980, que en rocas carbonatadas de espesores delgados, se presentan fracturas con espaciamientos muy cercanos, lo cual también está documentado por los investigaciones de Narr y Lerche, 1984.

- Las investigaciones indican que el espaciamiento de las fracturas comúnmente es observado como función lineal del espesor del cuerpo fracturado.



Factores que influyen en la deformación de las rocas

Un material posee una resistencia que viene dada por las condiciones ambientales en las que se encuentra. Si las citadas condiciones cambian, la resistencia del material también cambia, y consecuentemente la respuesta de este material

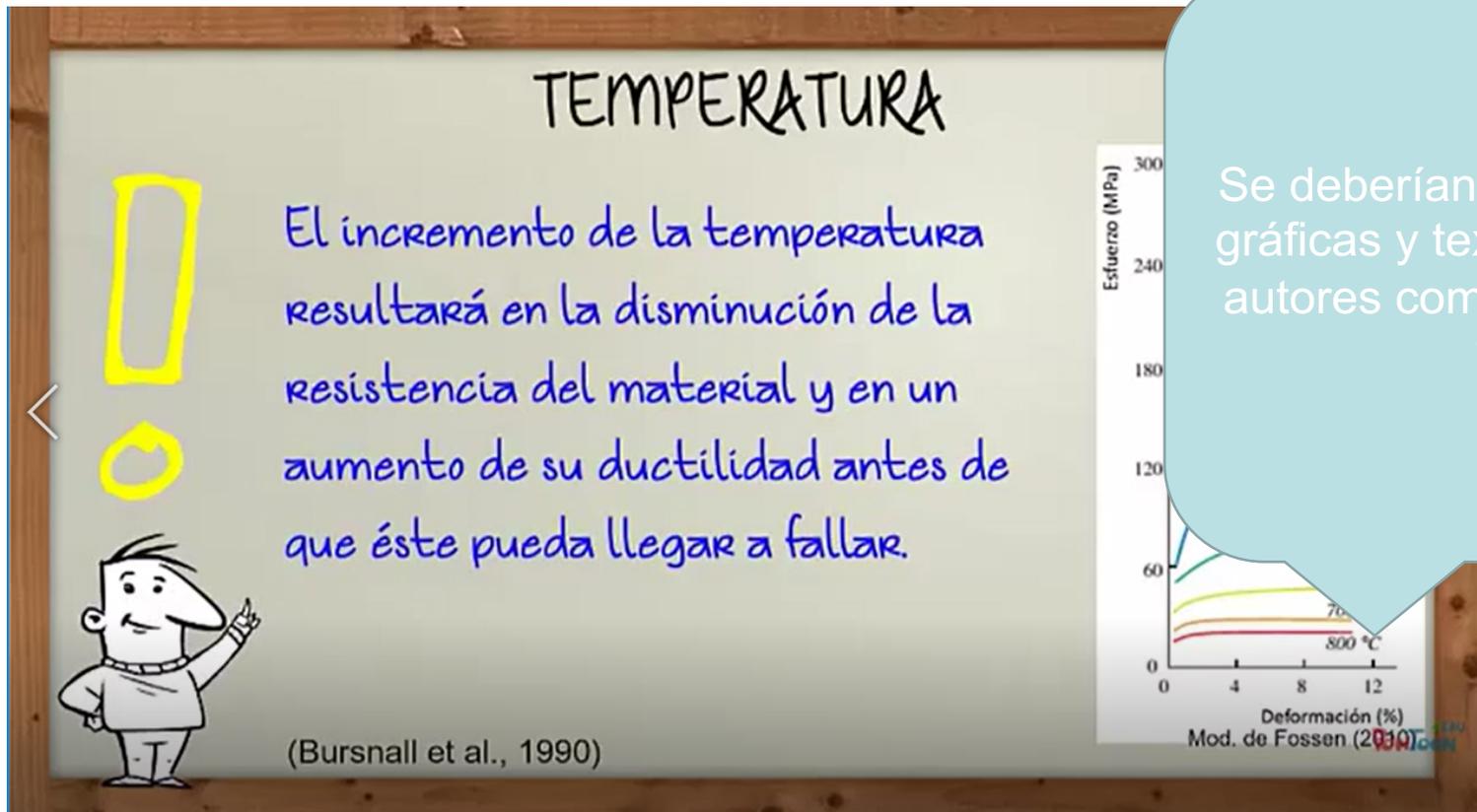
- Temperatura
- Presión
- Fluidos
- Tiempo y velocidad
- material

Factores Extrínsecos

•El efecto de la temperatura

Su incremento, se produce un aumento en la plasticidad de la roca, mientras que con su disminución, la roca se torna más rígida. A su vez la temperatura se incrementa con la profundidad por el gradiente térmico terrestre.

Material de internet



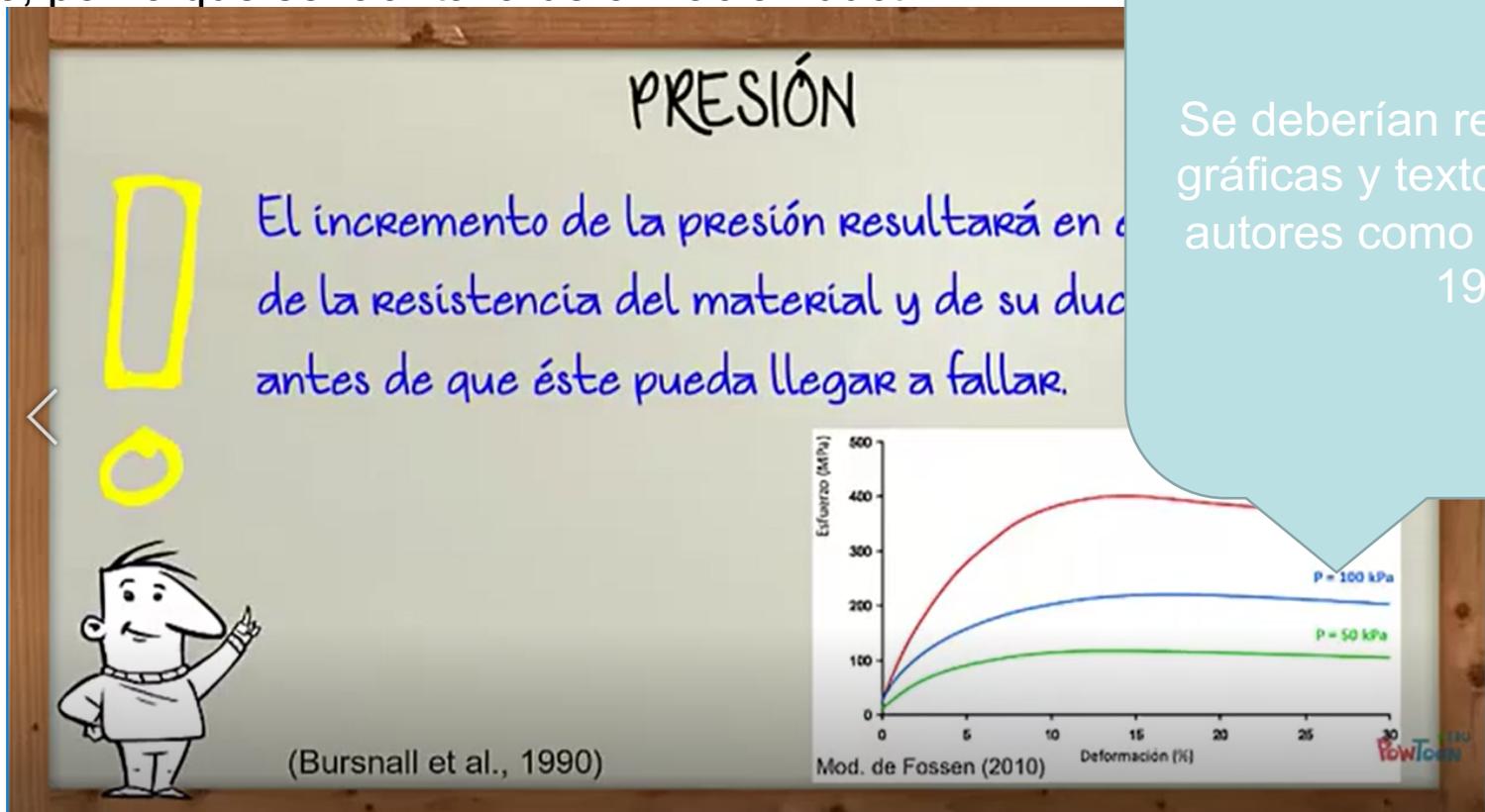
Se deberían reproducir las gráficas y textos exactos de los autores como Bursnall et al., 1990

Factores Extrínsecos

- La diferencia entre presiones confinantes y del fluido

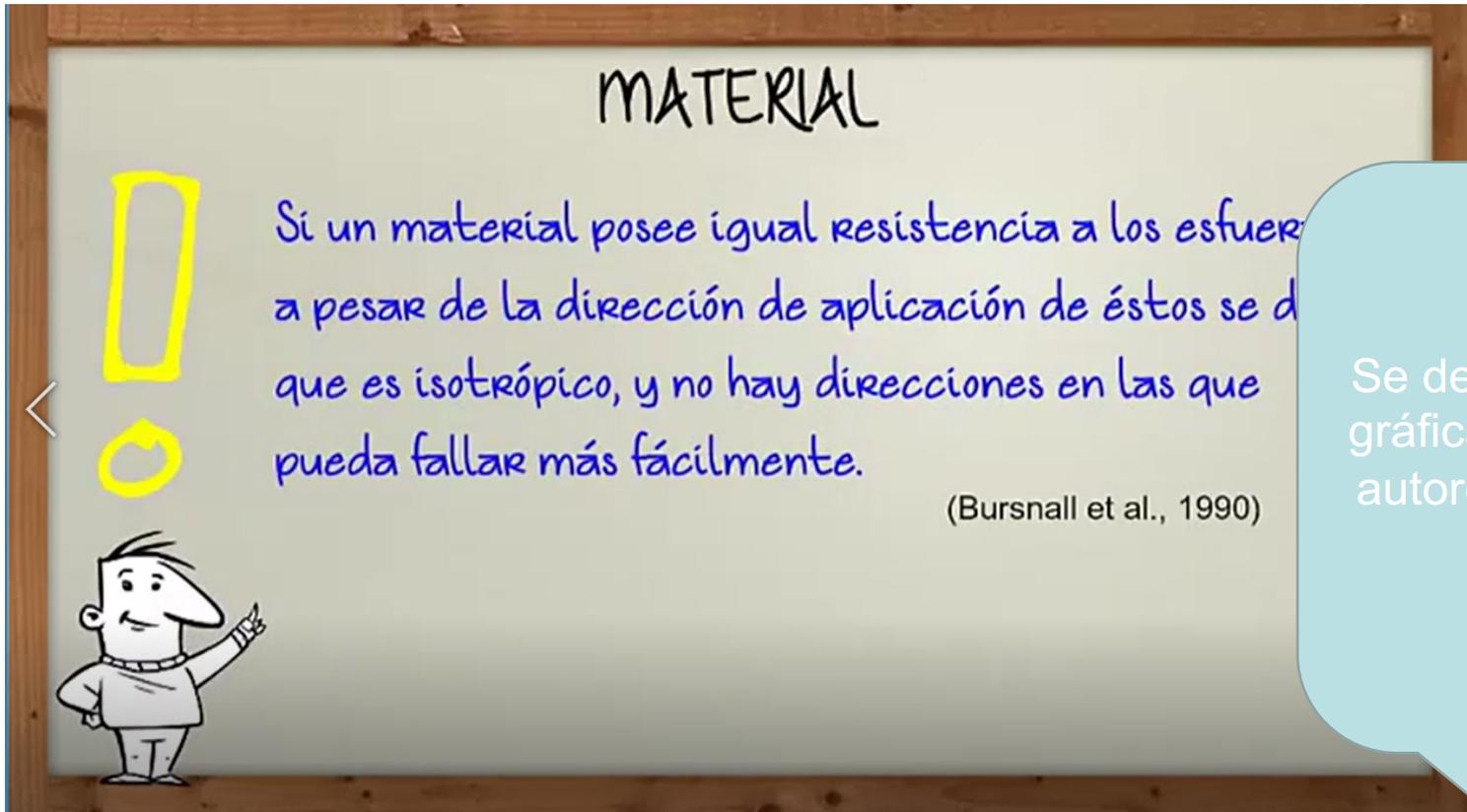
Juega un papel muy importante en la generación de fracturas. Robertson, (1955) y R. Aguilera, (1995); estos autores consideran que:

-La fortaleza de las rocas se incrementa con el aumento de la presión neta confinante el punto donde las rocas podrían fracturarse más fácilmente es cerca de la superficie puesto que a grandes profundidades se comprime plásticamente, por lo que se facilita la deformación dúctil.



Factores Extrínsecos

- Material



A whiteboard with a wooden frame. At the top center, the word "MATERIAL" is written in black capital letters. To the left of the text, there are two yellow hand-drawn diagrams: a vertical rectangle and a circle below it. A white arrow points from the left edge of the whiteboard towards the diagrams. At the bottom left, a cartoon character with a large nose and a white shirt is pointing towards the text. The text on the whiteboard is written in blue cursive and reads: "Si un material posee igual resistencia a los esfuerzos a pesar de la dirección de aplicación de éstos se dice que es isotrópico, y no hay direcciones en las que pueda fallar más fácilmente." Below the text, the citation "(Bursnall et al., 1990)" is written in black.

Se deberían reproducir las imágenes y textos exactos de los autores como Bursnall et al., 1980

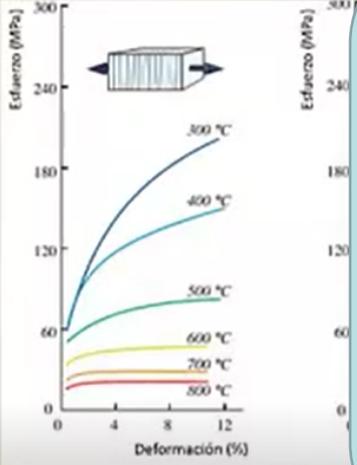
Factores Extrínsecos

- Material

MATERIAL

Si un material posee diferentes resistencias a los esfuerzos según la dirección de aplicación de éstos se dice que es anisotrópico, y tiene direcciones en las que puede fallar más fácilmente.

(Bursnall et al., 1990)



Deformación (%)	300 °C (MPa)	400 °C (MPa)	500 °C (MPa)	600 °C (MPa)	700 °C (MPa)	800 °C (MPa)
0	0	0	0	0	0	0
4	120	100	70	50	40	30
8	180	130	80	55	45	35
12	220	150	85	58	48	38

Mod. de Fossen (2000)

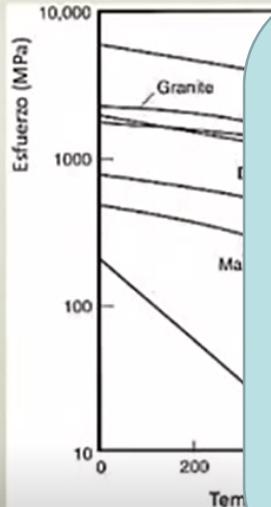
Se deberían reproducir las gráficas y textos exactos como Bursnall et al., 1990

Factores Extrínsecos

- Material

MATERIAL

Otro aspecto importante es el tipo de material (tipo de roca), pues de esto depende la resistencia ante los esfuerzos.



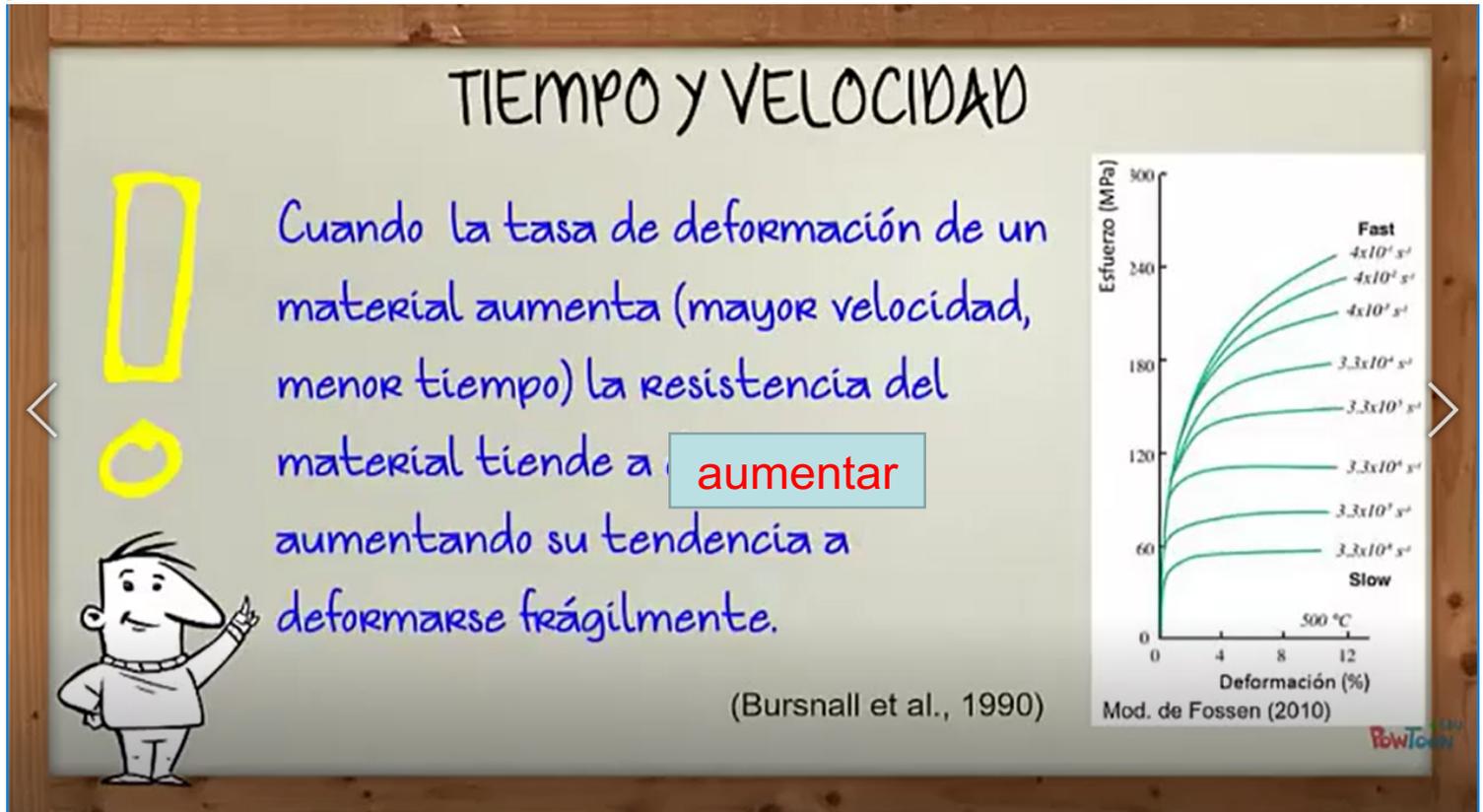
Modificado de <http://www.users/prey/ACSGT/ERepor/Report1/temperature.html>

Se deberían reproducir gráficas y textos exactos de los autores como Burs 1980

Factores Extrínsecos

•El tiempo de actuación de las fuerzas

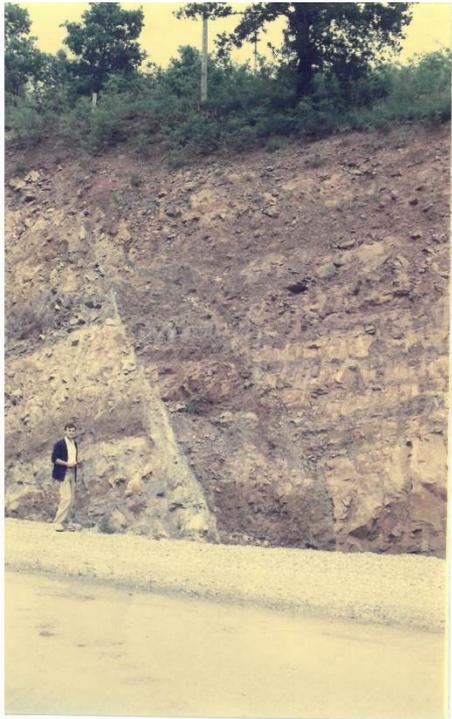
Si la velocidad de deformación de las rocas es alta, nos indica que el tiempo será breve y el material responderá con rigidez; en el caso contrario sí la deformación se desarrolla a una velocidad lenta y durante más tiempo responderá más plásticamente. Debe tomarse en cuenta que la unidad de tiempo geológico es el millón de años.



Factores Extrínsecos

- El tiempo de actuación de las fuerzas

Si la velocidad de deformación de las rocas es alta, nos indica que el tiempo será breve y el material responderá con rigidez; en el caso contrario sí la deformación se desarrolla a una velocidad lenta y durante más tiempo responderá más plásticamente. Debe tomarse en cuenta que la unidad de tiempo geológico es el millón de años.



Menor tiempo

Tiempo y Velocidad

Contrariamente, cuando se desarrollan tasas de deformación bajas (menor velocidad, mayor tiempo) tiende a facilitar la deformación interna (deformación dúctil)



Mayor tiempo

Factores Extrínsecos

- El efecto del contenido de fluido

En la roca se ejemplifica en el caso de las arcillas, que estando secas se comportan en forma rígida pero mojadas se comportan plásticamente. Por analogía la humedad disminuye la rigidez de las rocas y aumenta su plasticidad. La presencia de fluidos como el incremento de la temperatura aumenta el campo de deformación reduciendo la respuesta elástica y desplazando el límite para esfuerzos cada vez mayores.

FLUIDOS

Un incremento en la presencia de fluidos tiende a debilitar las rocas y aumentar la ductilidad del material. (Fossen, 2010)

Lo anterior ocurre principalmente por dos razones:

Mod. de Fossen (2010)

Se deberían reproducir gráficas y textos exactos como Burs... 1980

RowToon

Factores Extrínsecos

- El efecto del contenido de fluido

En la roca se ejemplifica en el caso de las arcillas, que estando secas se comportan en forma rígida pero mojadas se comportan plásticamente. Por analogía la humedad disminuye la rigidez de las rocas y aumenta su plasticidad. La presencia de fluidos como el incremento de la temperatura aumenta el campo de deformación reduciendo la respuesta elástica y desplazando el límite para esfuerzos cada vez mayores.

FLUIDOS

1. Baja compresibilidad de los fluidos

Al aumentar la presión confinante sobre la roca, ésta tiene la capacidad de comprimirse y los fluidos que ocupan los poros no se lo permiten. Por esto es más sencillo deformarla. (Brusnall et al., 1990)



Antes de la deformación

Roca

Fluido

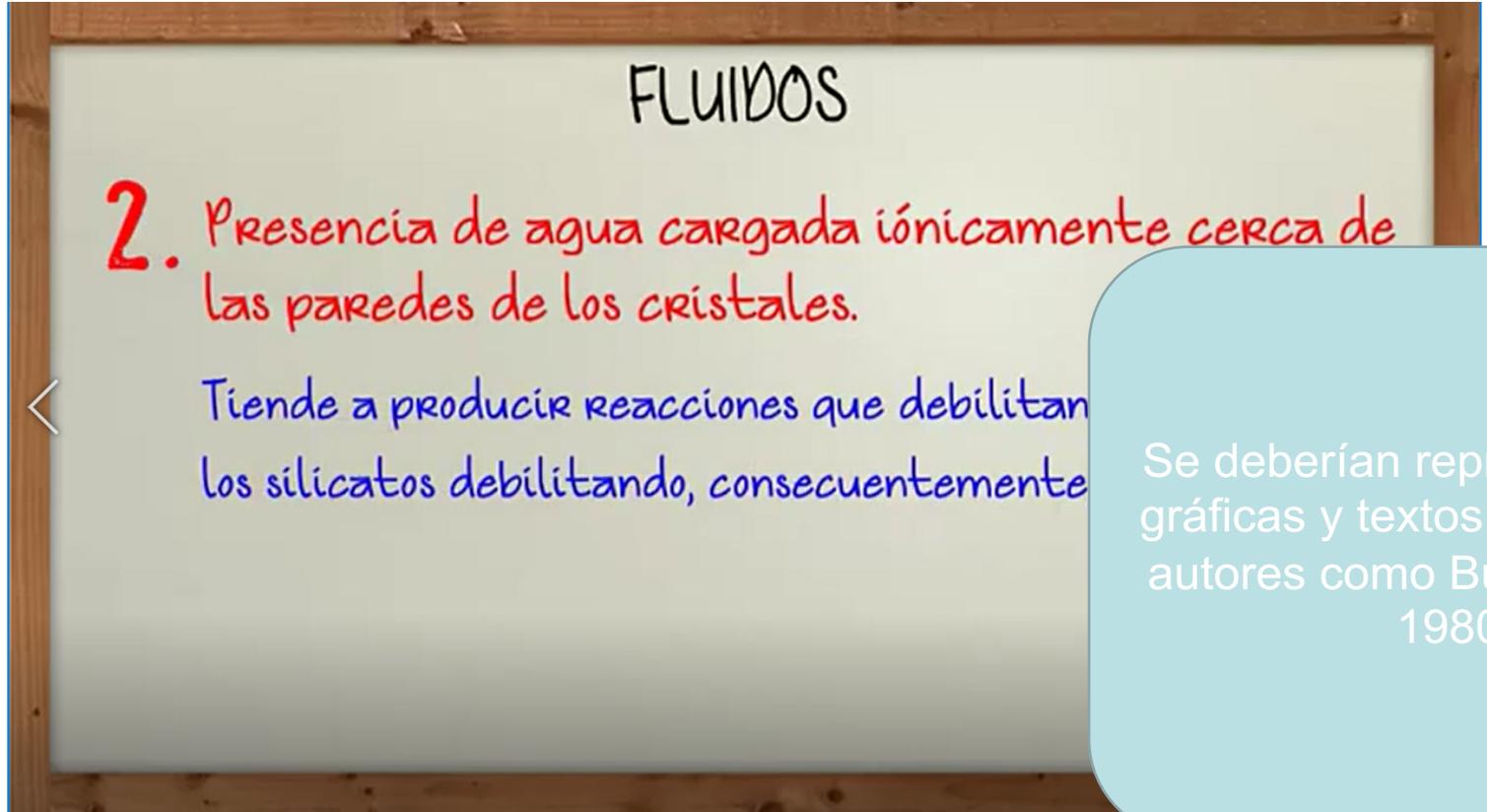
Mod. de Fossen (2010)

Se deberían reproducir las imágenes y textos exactos de los autores como Brusnall et al. 1990

RowToon

Factores Extrínsecos

- El la carga iónica



Mecanismos de deformación

Mecanismos de deformación de las rocas (Nelson., 2001),

- **Movimientos intragranulares.**
- **Movimientos Intergranulares.**
- **Disolución y recristalización.**
- **Deformación elástica.**
- **Deformación plástica.**
- **Ruptura.**

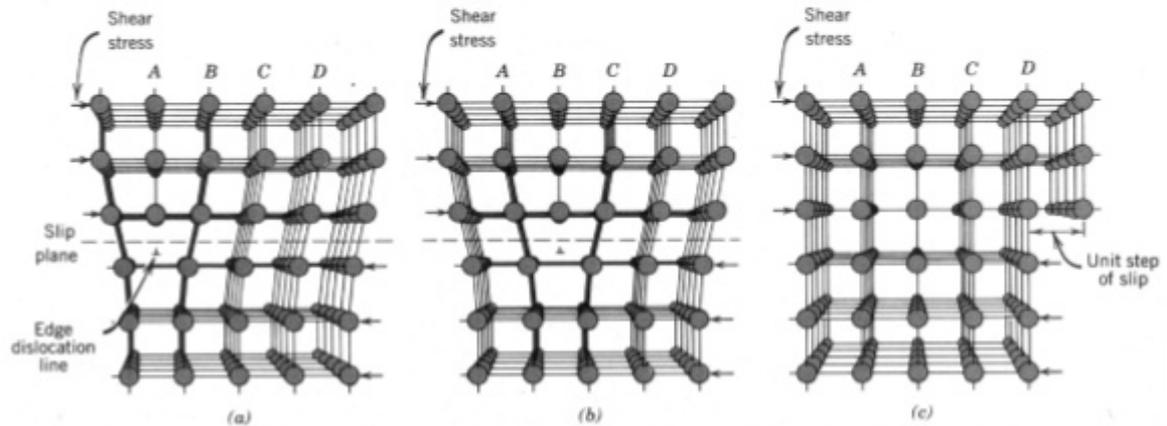
Mecanismos de deformación

Mecanismos de deformación de las rocas (Nelson., 2001),

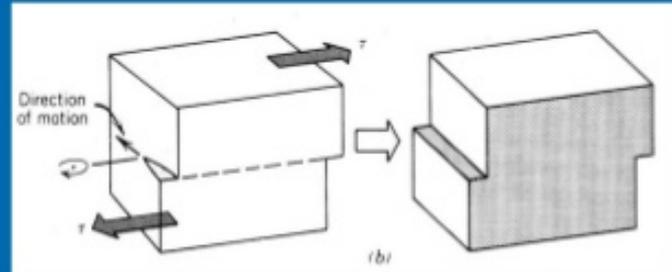
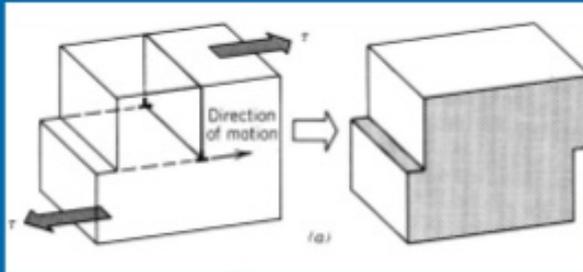
- **Movimientos intragranulares.** Se asocian a la deformación interna de la red cristalina, con las que se desarrollan microfracturas a favor de las cuales se produce el desplazamiento de las caras contiguas de las estructuras cristalinas en los minerales.

Estas fracturas suelen desarrollarse a partir de grietas ligadas a bordes o puntos triples bien definidos

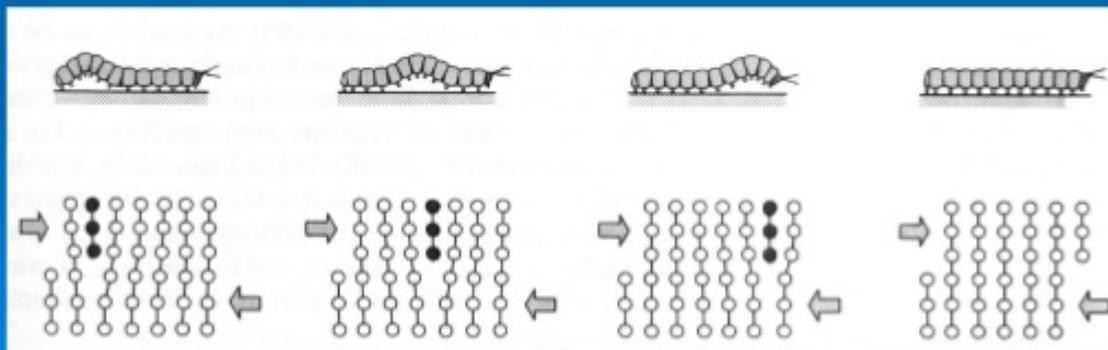
La deformación plástica consiste en el desplazamiento de planos atómicos a través del movimiento de dislocaciones Y de los materiales amorfos, consiste en un flujo viscoso



Deformación plástica



Formación de una grada en la superficie de un metal por el movimiento de (a) una dislocación en cuña y (b) una dislocación en hélice.



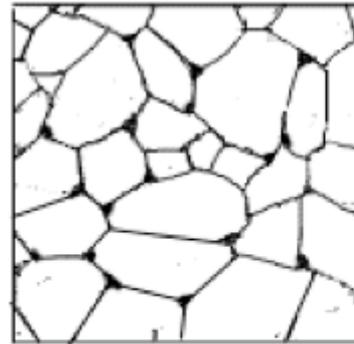
Analogía entre el movimiento de un gusano y de una dislocación.

Mecanismos de deformación

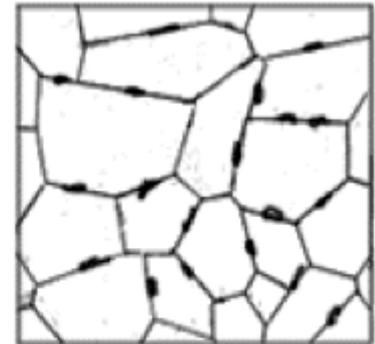
Mecanismos de deformación de las rocas (Nelson., 2001),

-Movimientos Intergranulares. Los desplazamientos entre granos minerales son función del tamaño de los granos, de su forma cristalina y de su grado de consolidación y cementación.

Delimitación de las fracturas por termoluminiscencia. (1) presencia de grietas en las intersecciones triples de los bordes de grano, que presentan una forma como de cuña; (2) grietas a lo largo de los bordes del grano



(1)



(2)

Los huecos crecen y coalescen formando una grieta intercristalina. Este tipo de fractura es la predominante cuando la tensión es baja y la rotura se produce después de transcurrido un largo tiempo.

Un mecanismo propuesto para este tipo de iniciación de la fractura consiste en la formación de huecos por condensación de vacancias, estos huecos crecen por difusión de las vacancias hacia ellos, es decir, los huecos actúan como un sumidero de dichos defectos reticulares. Por otra parte, diversos experimentos indican que no pueden formarse huecos inter-cristalinos si no se produce deslizamiento de los bordes de grano.

Mecanismos de deformación

En la deformación plástica se produce la activación de las fuentes de dislocaciones y la energía cinética proporcionada (por el calor por ejemplo), lo que ayuda a las dislocaciones a moverse a través de un cristal expandiéndose rápidamente bajo un esfuerzo aplicado y venciendo el esfuerzo de Peierls-Nabarro, que es la fuerza que mantiene a una dislocación en su posición de baja energía en la red cristalina.

Cuando los metales se deforman a temperaturas elevadas, se observan nuevos sistemas de deslizamiento. Aunque a temperaturas elevadas pueda iniciarse el deslizamiento como bandas espaciadas con relativa uniformidad, cuando la deformación progresa hay tendencia a que el cizallamiento posterior se limite a unas pocas. La tendencia a que se produzca el deslizamiento cruzado y la formación de bandas de deformación aumenta con la temperatura.

En la proximidad de los límites de grano se producen fenómenos complejos de deformación, a temperatura elevada estos límites restringen menos la deformación que a temperatura ambiente.

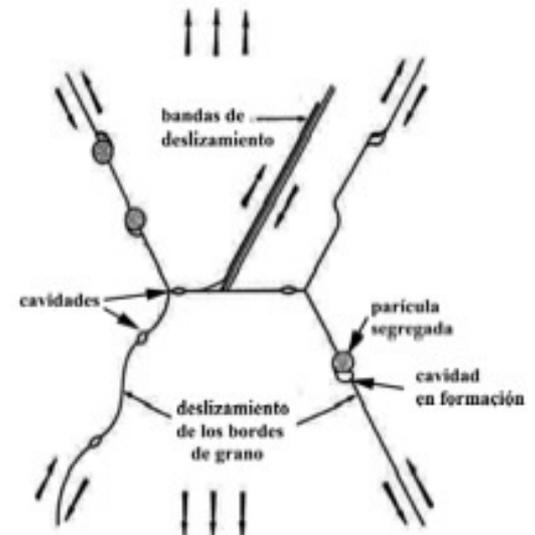
Mecanismos de deformación

La tendencia a que se produzca el deslizamiento cruzado y la formación de bandas de deformación aumenta con la temperatura. En la proximidad de los límites de grano se producen fenómenos complejos de deformación, a temperatura elevada estos límites restringen menos la deformación que a temperatura ambiente.

La figura adjunta muestra esquemáticamente el mecanismo de fractura por nucleación y crecimiento de huecos en los bordes de grano. Mientras que a temperaturas bajas los materiales suelen fallar por formación de grietas, a temperaturas elevadas se empiezan a formar cavidades en los bordes de grano, especialmente si hay segregación de impurezas lo que conduce a un debilitamiento de estas regiones.

Como la composición química del borde de grano es diferente a la de la matriz (su temperatura de fusión también lo es), se produce un debilitamiento selectivo de los bordes a medida que se da energía al sistema.

Mecanismo de nucleación de cavidades intergranulares (Figura tomada de M. Meyers y K.Chawla; Mechanical Behavior of Materials, 2th Edition, Cambridge University Press, UK (2009).



Mecanismos de deformación

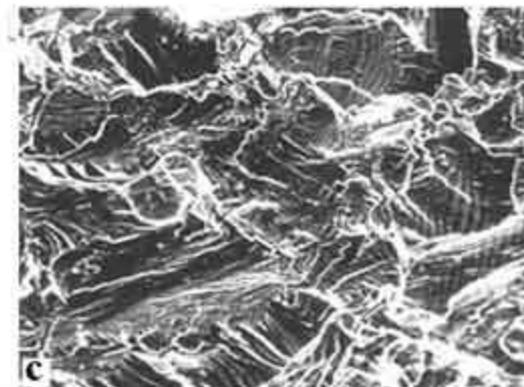
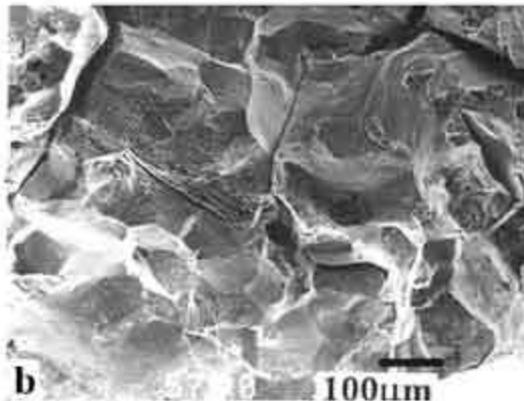
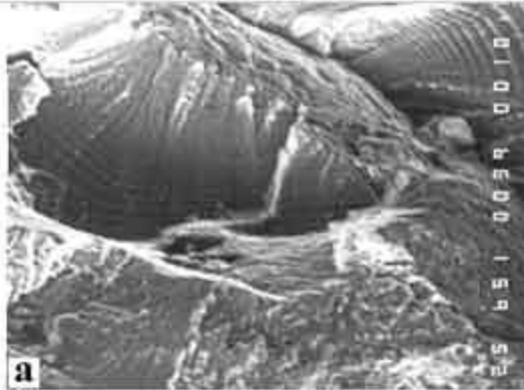
- El deslizamiento de los bordes de grano debe estar acoplado con la deformación plástica de las cavidades debido a la interacción del borde con la inclusión.
- Interacción entre los bordes y las bandas de deslizamiento. A niveles elevados de esfuerzos el contacto entre las bandas y los bordes conducen a concentraciones de esfuerzos, lo que puede dar como resultado la abertura de los bordes formando la cavidad.
- Aumento de la difusión en los bordes de grano. El efecto combinado entre la concentración de esfuerzos y los coeficientes de difusión (los cuales son varios órdenes de magnitud mayores que los coeficientes de difusión de la red) conducen al crecimiento de las cavidades en los bordes, lo que es más rápido que en el interior de los granos.

Fig.10.21.- Morfología típica de la superficie de fractura de una superaleación base Níquel la cual fue sometida a ensayos de termofluencia a 650 °C [24]. (Fotos reimpresas con autorización de Springerlink.com).

Las observaciones con microscopia electrónica de barrido indicaron que la iniciación de las grietas ocurrió predominantemente en la intersección de los bordes de grano, independientemente del tiempo de experimentación (fig. a). Además, se observaron pocas grietas secundarias que nuclearon a lo largo de los borde de grano.

(b) Después de 30 minutos de ensayo aparecen grietas intergranulares producidas por mecanismos de fatiga.

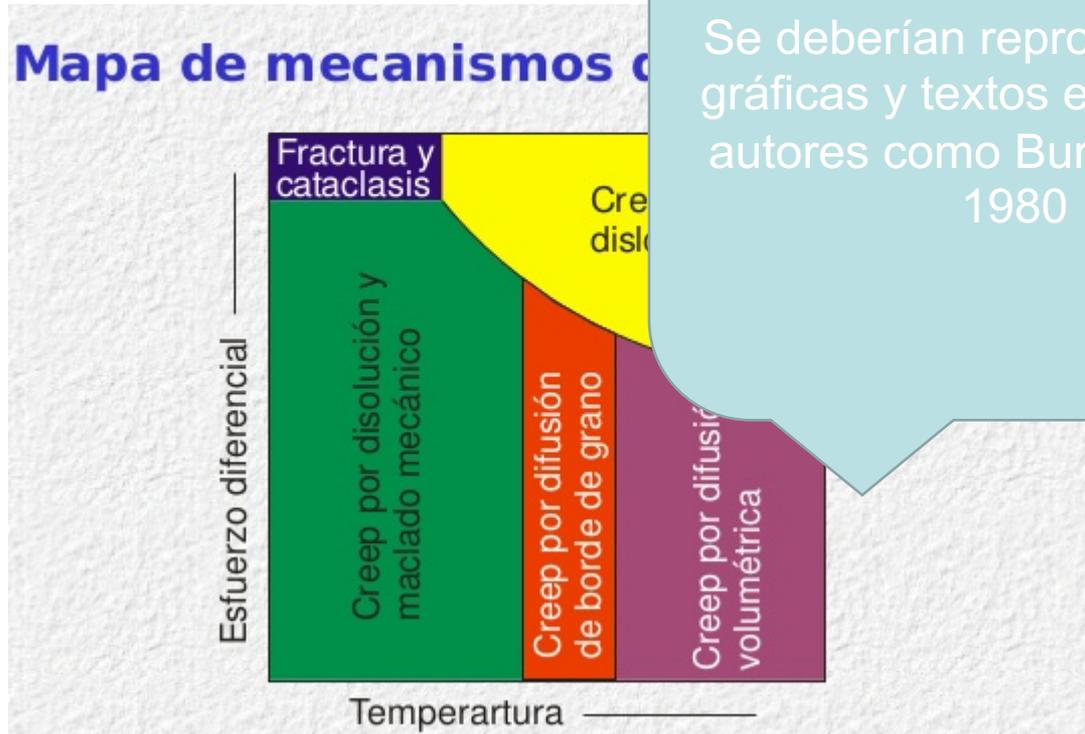
(c) En las etapas avanzadas la fractura se propagó por un mecanismo intergranular de clivaje, con estrías.



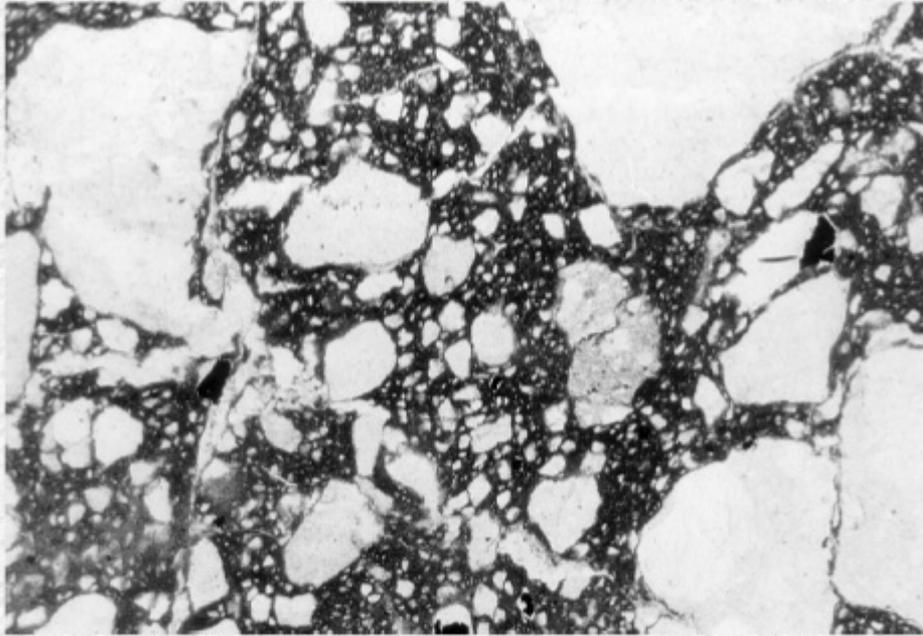
Mecanismos de deformación

Mecanismos de deformación de las rocas (Nelson., 2001),

- **Disolución y recristalización.** Fenómeno debido a la presión y temperaturas elevadas a las cuales se someten los minerales componentes de las rocas, estos se disuelven en una solución fluida, la cual al enfriarse recristaliza con la misma estructura cristalina.



Cataclasis sobre una cuarcita



Creep por disolución

Estilolitos en un mármol

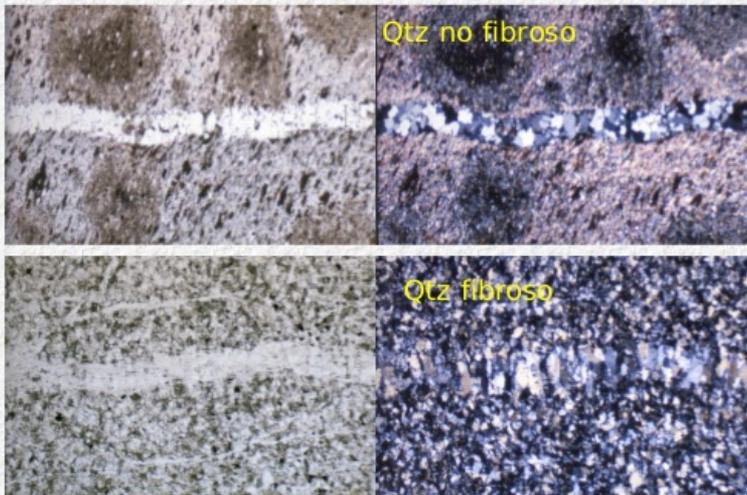


© Jorge Franco
<http://www.biodiversidadivirtual.org>



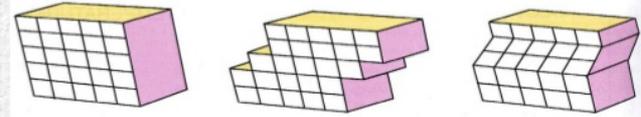
Creep por disolución

Venas de Qtz



Maclado mecánico y kinking

Diferencia entre macla y kink



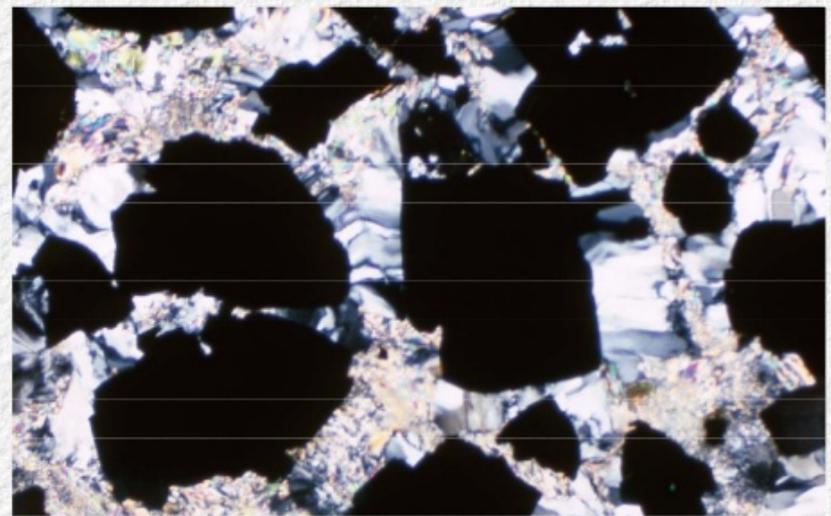
No deformado

Kink
(deslizamiento)

Macla
(cizalla)

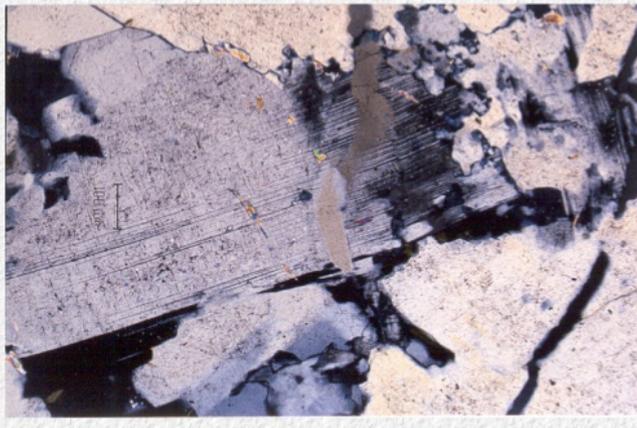
Creep por disolución

Sombras de presión y zonas abrigadas



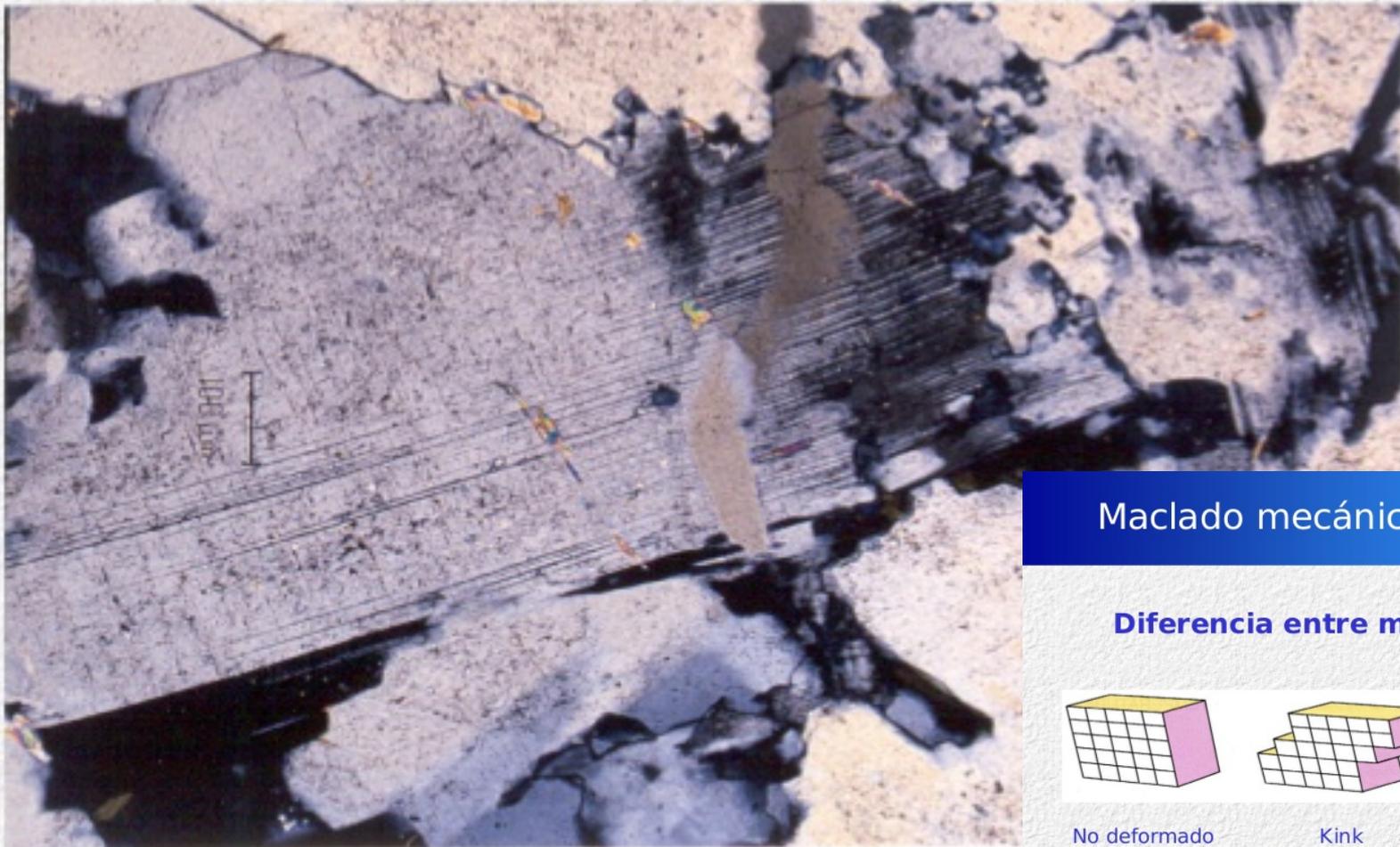
Maclado mecánico y kinking

Maclas de deformación en PI



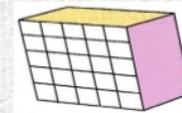
Maclado mecánico y kinking

Maclas de deformación en PI

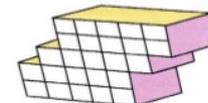


Maclado mecánico y kinking

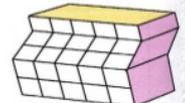
Diferencia entre macla y kink



No deformado



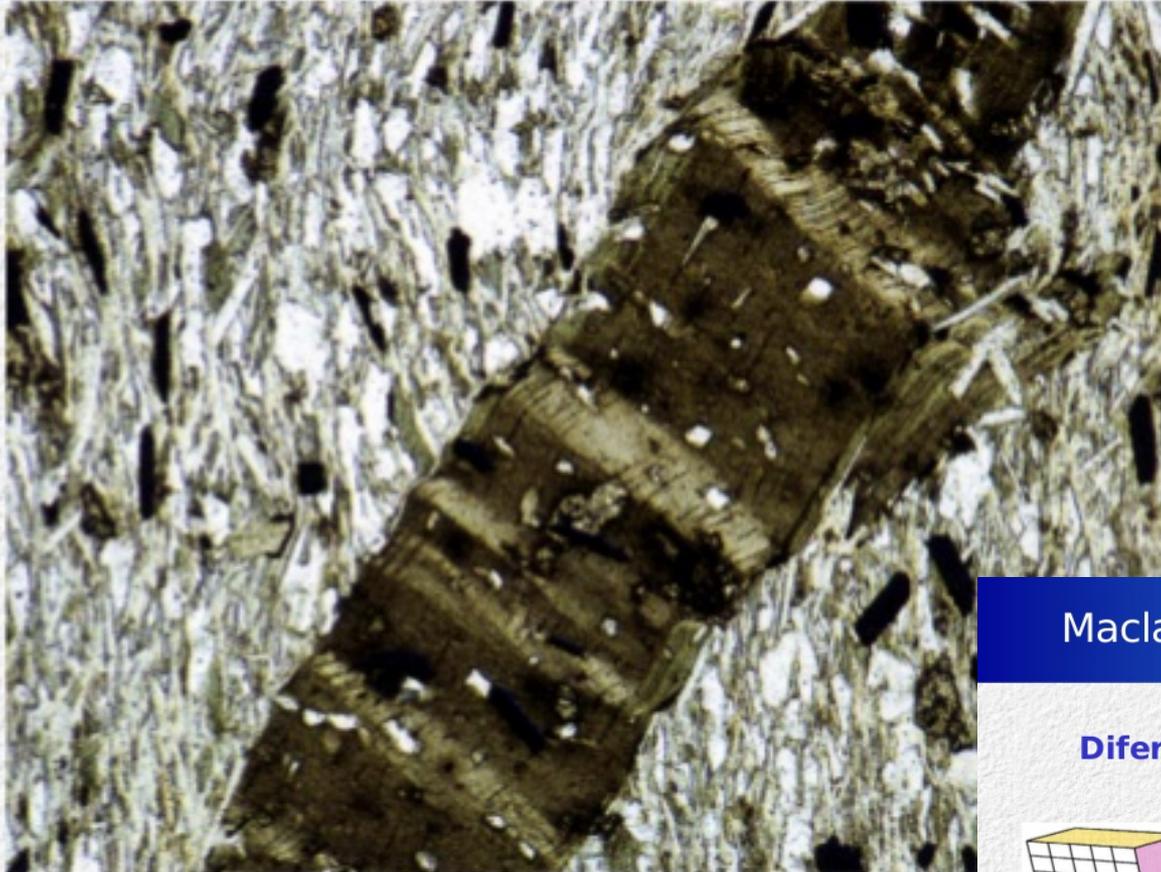
Kink
(deslizamiento)



Macla
(cizalla)

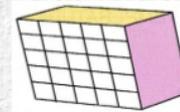
Maclado mecánico y kinking

Bandas de extinción en Bt

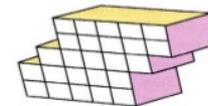


Maclado mecánico y kinking

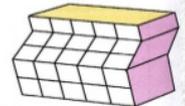
Diferencia entre macla y kink



No deformado



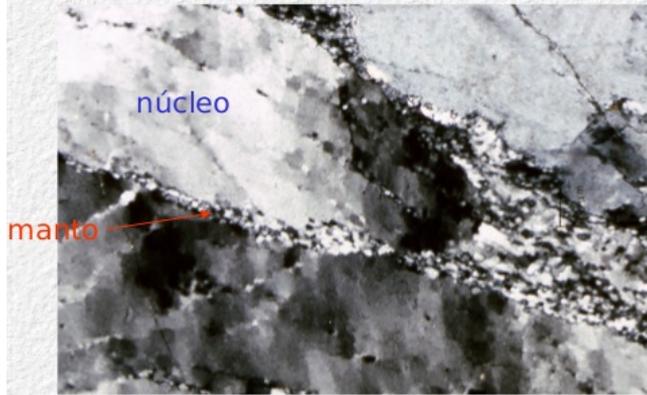
Kink
(deslizamiento)



Macla
(cizalla)

Recristalización dinámica

Granos nuevos en Qtz (textura de manto y núcleo)



Creep por dislocación

Extinción ondulante en Qtz



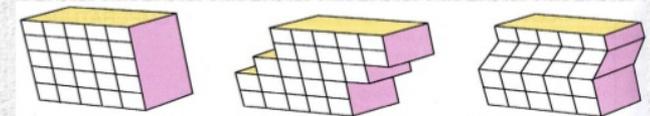
Maclado mecánico y kinking

Banda de extinción en Ms



Maclado mecánico y kinking

Diferencia entre macla y kink



No deformado

Kink
(deslizamiento)

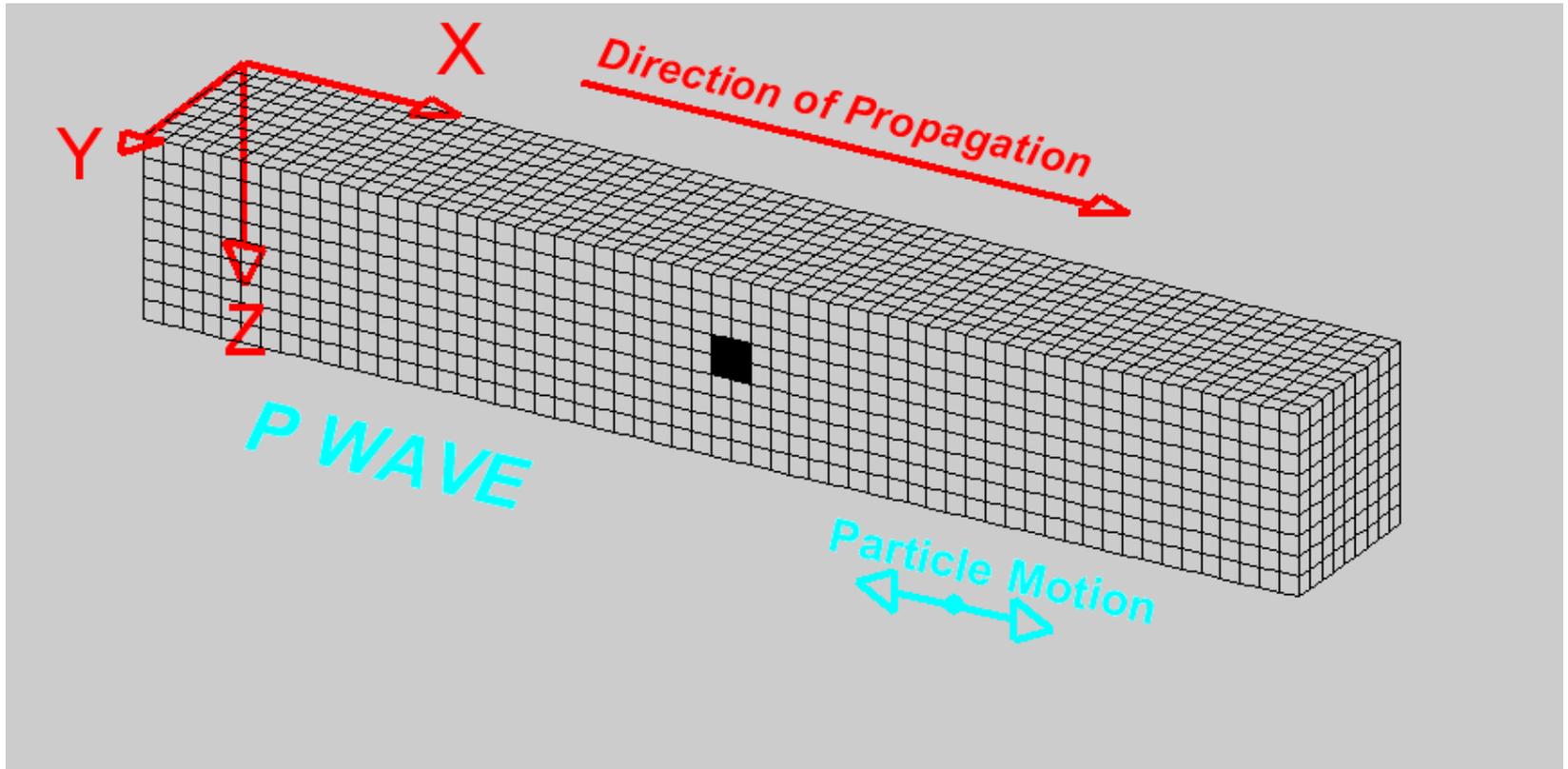
Macla
(cizalla)

Mecanismos de deformación

Mecanismos de deformación de las rocas (Nelson., 2001),

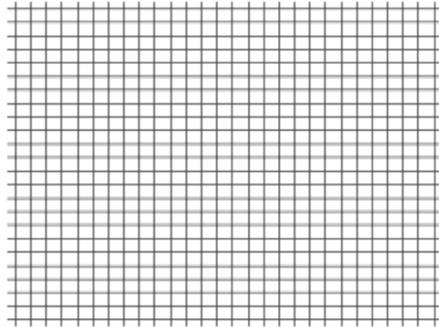
- **Deformación elástica**

Es la que se da en la profundidad en el subsuelo como producto de las ondas sísmicas y de marea, en la cual el material recupera la forma después del efecto.

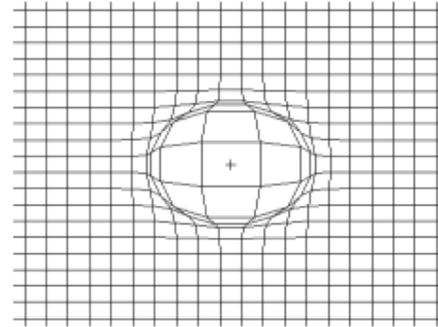


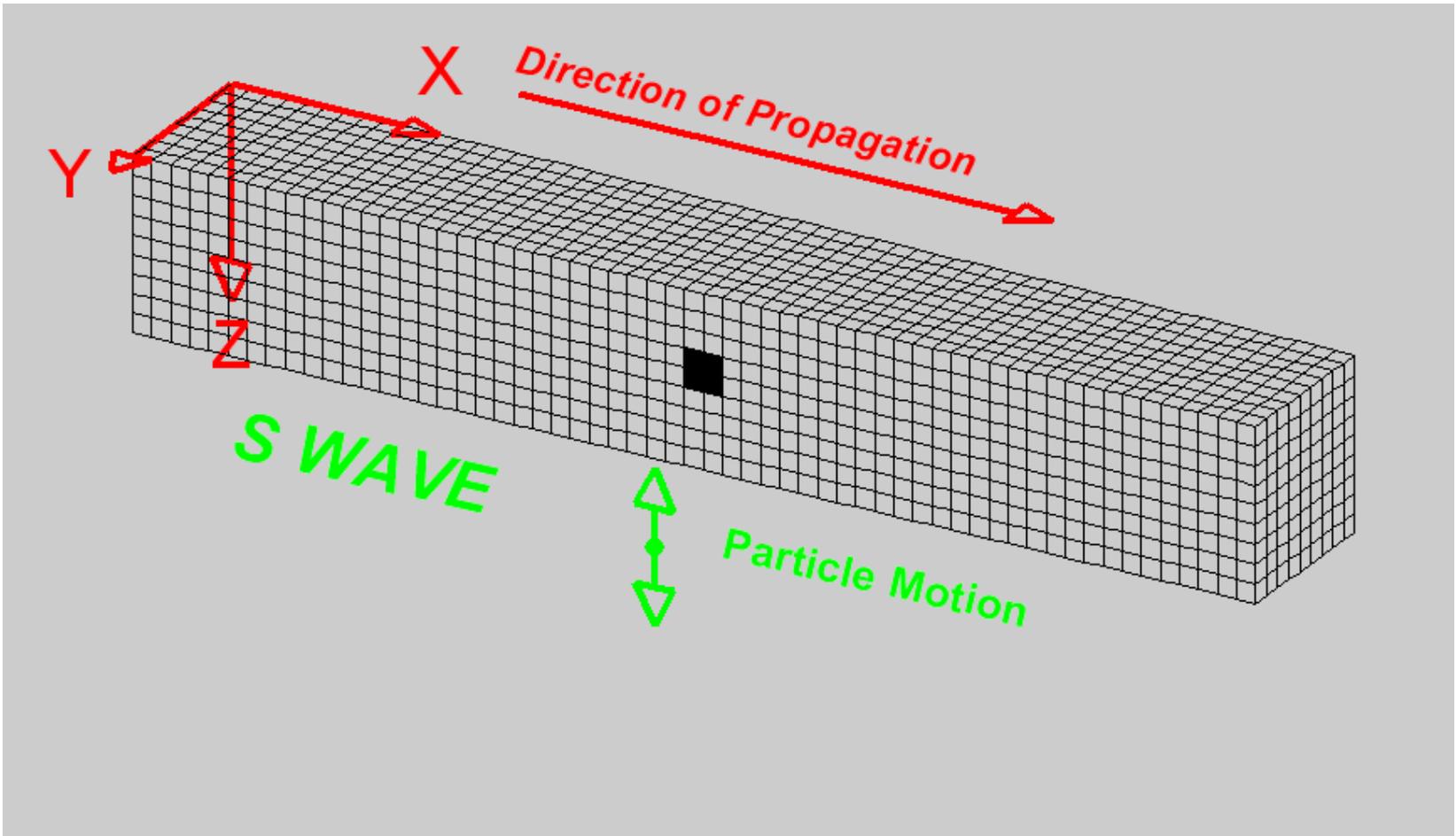
ondas "P"

en sección



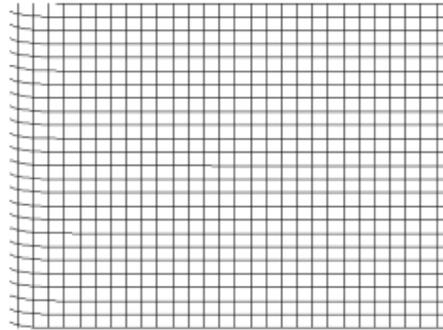
en planta



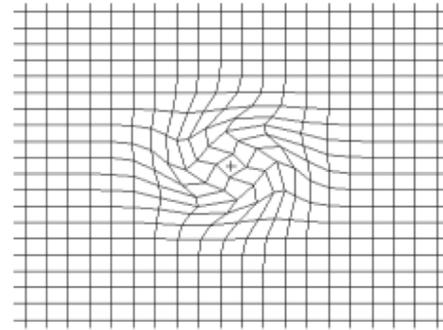


ondas “S”

en sección



en planta



Mecanismos de deformación

Mecanismos de deformación de las rocas (Nelson., 2001),

- Deformación plástica.

Son los pliegues producidos en las rocas que han sido sometidos a esfuerzos más allá de la zona elástica y antes del límite plástico.

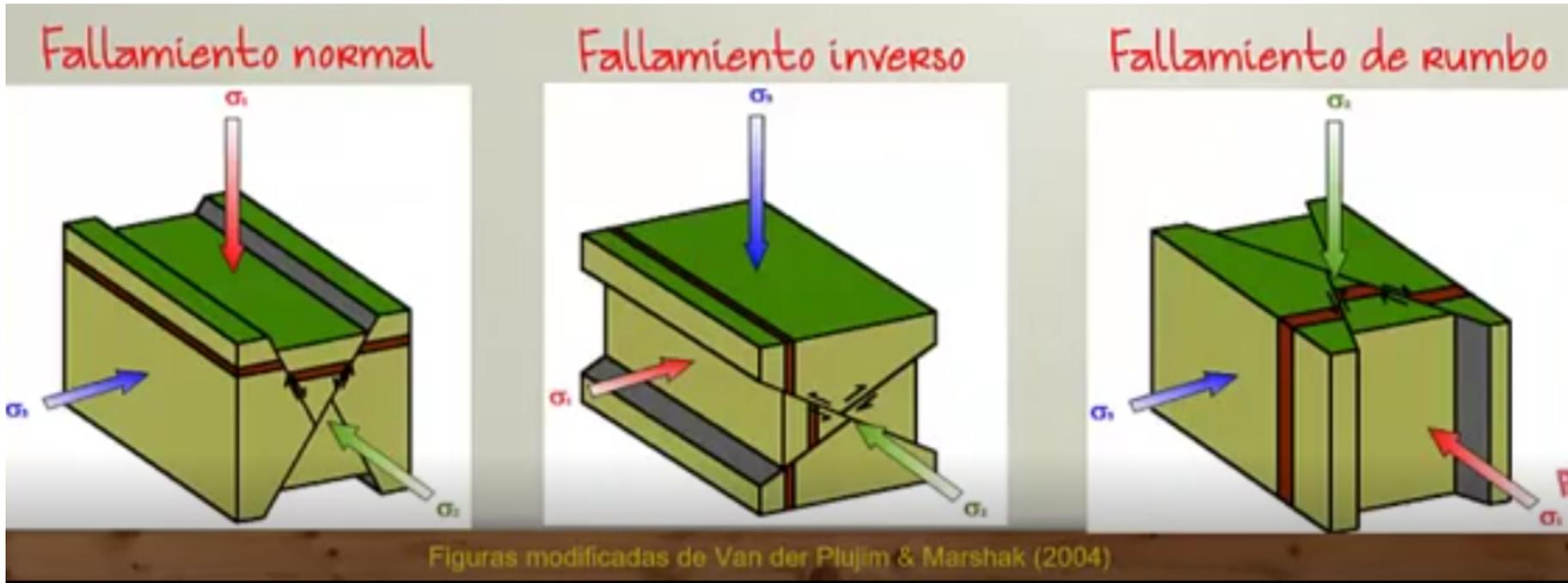


Mecanismos de deformación

Mecanismos de deformación de las rocas (Nelson., 2001),

- Ruptura.

Generación de fallas y diaclasas (fracturas), cuando los esfuerzos en el material superan el límite plástico.



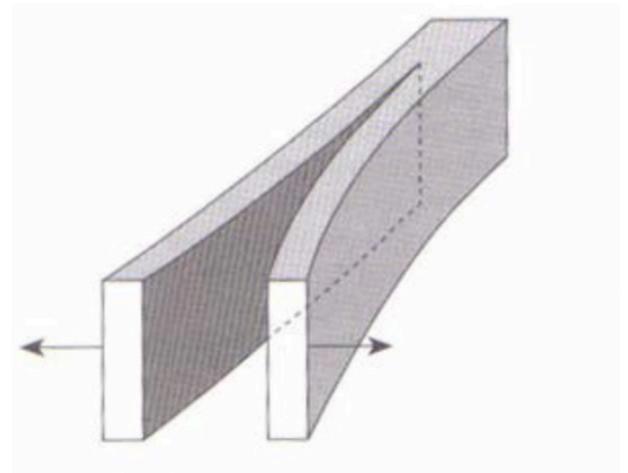
Conceptos de fracturación

Existen tres importantes y particulares conceptos que se relacionan el reconocimiento del fracturación y fallamiento de las rocas. Dos son generados del estudio del fracturación de materiales sólidos en general y el otro es derivado del estudio del fallamiento en particular (Nelson, 2001). Tales conceptos son:

- (1) El modo o forma de fracturación.
- (2) Criterios de rompimiento y generación de agrietamiento.
- (3) Microfracturación precursorio o presencia de este en la zona de proceso.

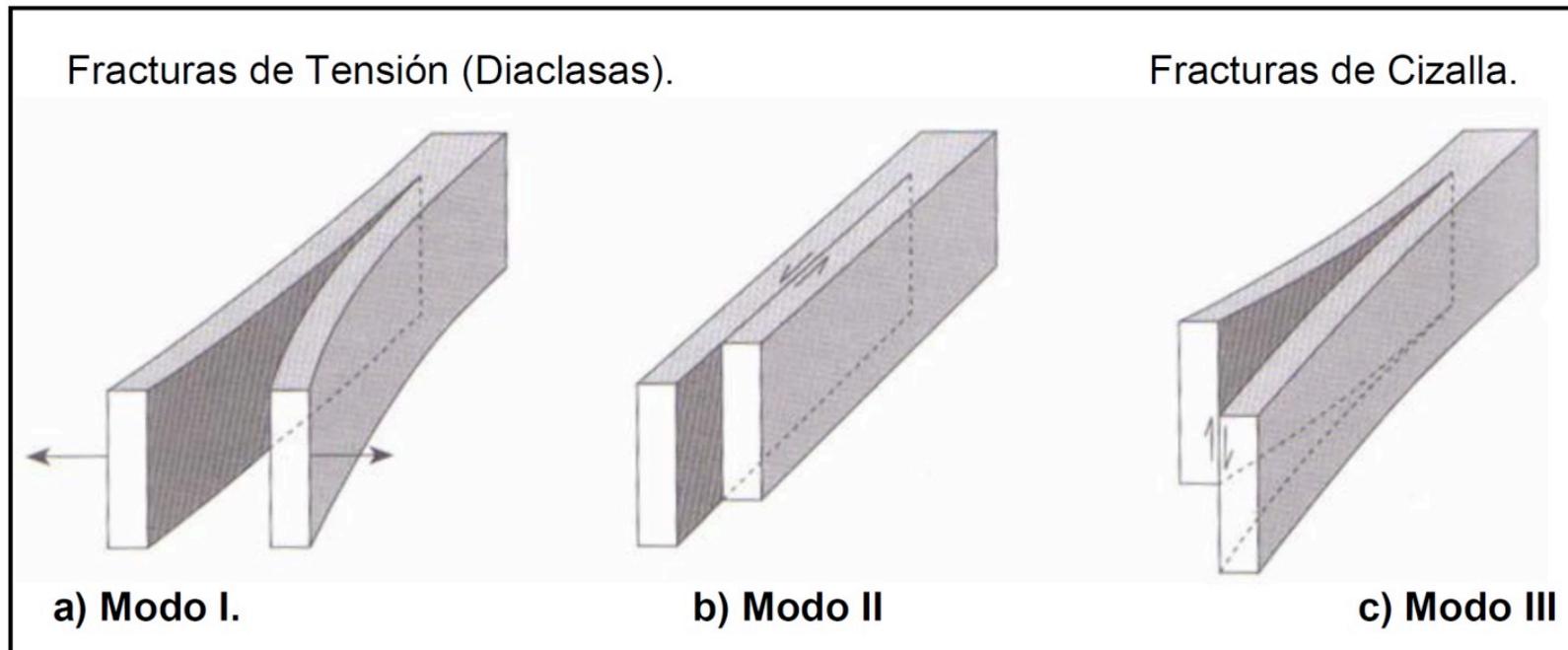
El modo o forma de fracturación

El frente de una fractura es el vértice que conecta los puntos adyacentes donde ocurren o pueden ocurrir separaciones subsecuentes. Durante un proceso de separación continua, esta línea se mueve a lo largo de un plano llamado superficie de fracturación (Aubinet G; y Arias A. 1991).



El modo o forma de fracturación

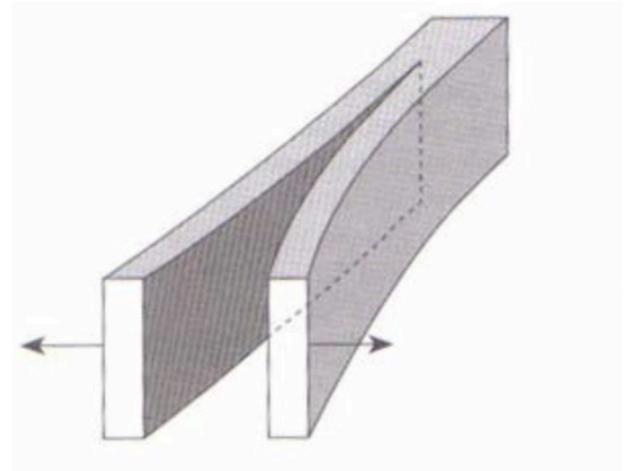
• Los estudios más recientes en el campo de la ciencia de los materiales tienen identificados tres formas o modos de propagación o crecimiento del fracturamiento en un medio sólido. Lawn y Wilshaw (1975), definieron las diferentes combinaciones de carga y las diferentes direcciones de propagación de las fracturas. Y de acuerdo con (Hellan, 1984), existen tres Modos básicos en el desarrollo del fracturamiento. Las cuales las consideran como los Modos I, II y III (fig. 2.18).



Esquema que muestra los diferentes tipos de fracturas dependiendo de su desplazamiento relativo. a) Fracturas de extensión o modo I, el movimiento relativo es perpendicular a la pared de la fractura. b) modo II, Fractura de cizalla donde el movimiento relativo es paralelo a la fractura y perpendicular al borde de la fractura, c) modo III, el desplazamiento es paralelo a la superficie de la fractura y al borde (Tomado de Twiss & Moores, 1992).

El modo o forma de fracturación

La propagación de las fracturas en cada uno de los tres modos que explicarán a continuación corresponde con la intensidad del esfuerzo. Este factor de intensidad de esfuerzo es función de la carga, longitud del rompimiento y de la constante geométrica. Por lo general para un cuerpo homogéneo, la fracturación puede ser descrita por alguno de estos modos o sus combinaciones, sin embargo el crecimiento de la fractura tiene usualmente ocurrencia en el modo I.



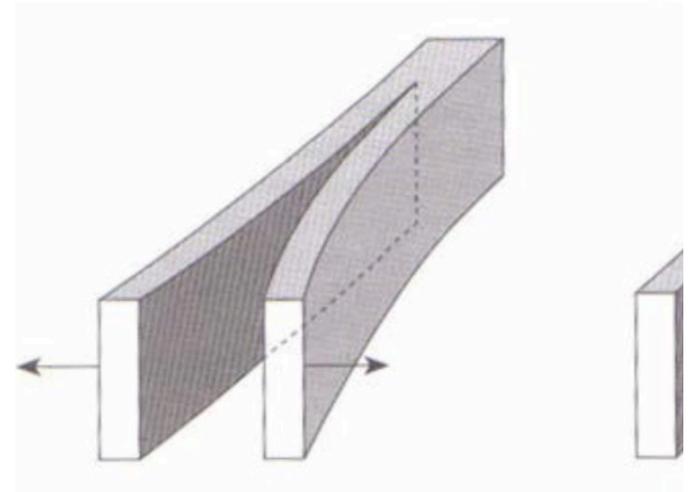
El modo o forma de fracturación

•El modo I de propagación de fracturación, es generado por un esfuerzo tensional que actúa perpendicularmente con respecto al plano de fracturación y a la dirección de propagación. Se presenta una abertura simétrica; el desplazamiento relativo entre las caras correspondientes es perpendicular a la superficie de la fractura; las fracturas se generan por tensión.

En las fracturas de extensión o modo I el movimiento relativo es perpendicular a la pared de la fractura, éstas se conocen como juntas o diaclasas.

Se puede decir que cuando ocurren las fracturas de cizalla (Modos II y III); nos estamos refiriendo a fallas y cuando ocurren las fracturas de tensión (Modo I), cuyo desplazamiento es nulo o mínimo; nos referimos a las diaclasas. En este tipo de fracturamiento modo I, o de tensión: Las partes del cuerpo a ambos lados de la fractura tienden a separarse. El espacio puede ser ocupado por precipitados minerales o por material fundido, Por lo que se puede aplicar la siguiente terminología:

Fracturas de Tensión (Diaclasas).



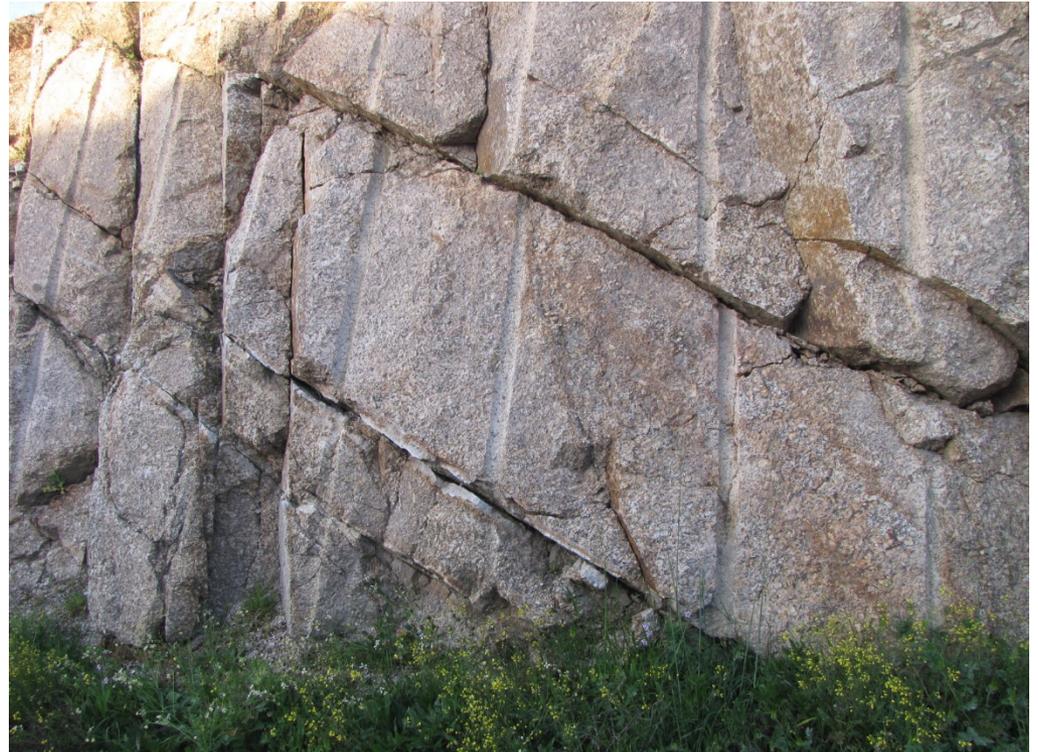
a) Modo I.

El modo o forma de fracturación

•El modo I

cuando ocurren las fracturas de tensión (Modo I), cuyo desplazamiento es nulo o mínimo; nos referimos a las diaclasas. En este tipo de fracturación modo I, o de tensión: Las partes del cuerpo a ambos lados de la fractura tienden a separarse. El espacio puede ser ocupado por precipitados minerales o por material fundido, Por lo que se puede aplicar la siguiente terminología:

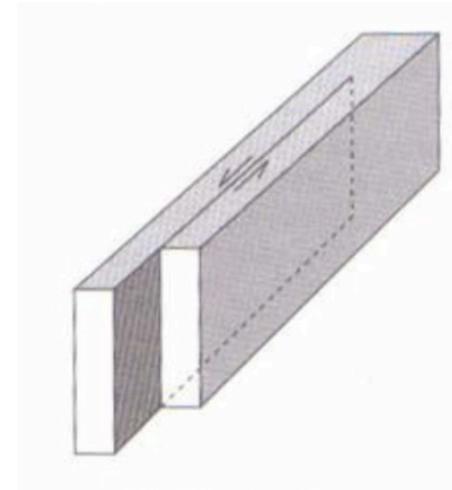
- Si la fractura es demasiado grande y no se rellena: fractura y si es pequeña, fisura.
- Si la fractura está rellena de material por precipitación a partir de fluidos: si es demasiado grande filón o veta y si es pequeño vena o vetilla.
- Fractura ocupada por emplazamiento de magma: Dique.



El modo o forma de fracturación

- En el modo II la propagación es realizada por un esfuerzo cortante o de cizalla que actúa dentro del plano de falla y es paralelo a la dirección de propagación. La separación es simétrica con desplazamientos tangenciales relativos y perpendiculares al frente de la fractura, las caras de la grieta se deslizan una sobre otra en dirección perpendicular al vértice.

Las fracturas Modo II y III se conocen como fracturas de cizalla, el movimiento relativo es paralelo a la superficie y son clasificadas en: modo II con movimiento relativo paralelo a la fractura y paralelo a la superficie de la fractura y el borde



b) Modo II

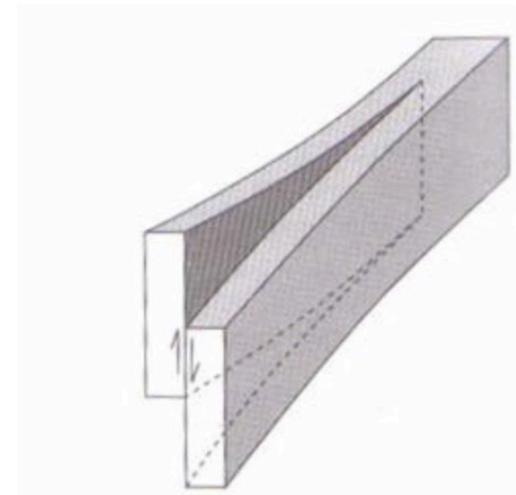
Se puede decir que cuando ocurren las fracturas de cizalla (Modos II y III); nos estamos refiriendo a fallas.

El modo o forma de fracturación

- El modo III involucra en su propagación esfuerzos de cizalla actuando dentro del plano de fractura pero perpendicularmente a la dirección de propagación. La separación es asimétrica, con desplazamientos tangenciales relativos paralelos al frente de la fractura, bajo el efecto de esfuerzos inducidos por torsión, las superficies de las grietas deslizan una sobre la otra, en dirección paralela al vértice.

Las fracturas Modo II y III se conocen como fracturas de cizalla, el movimiento relativo es paralelo a la superficie y son clasificadas en: modo II con movimiento relativo paralelo a la fractura y perpendicular al borde de la fractura,

Fracturas de Cizalla.



c) Modo III

El modo o forma de fracturación

- El modo III

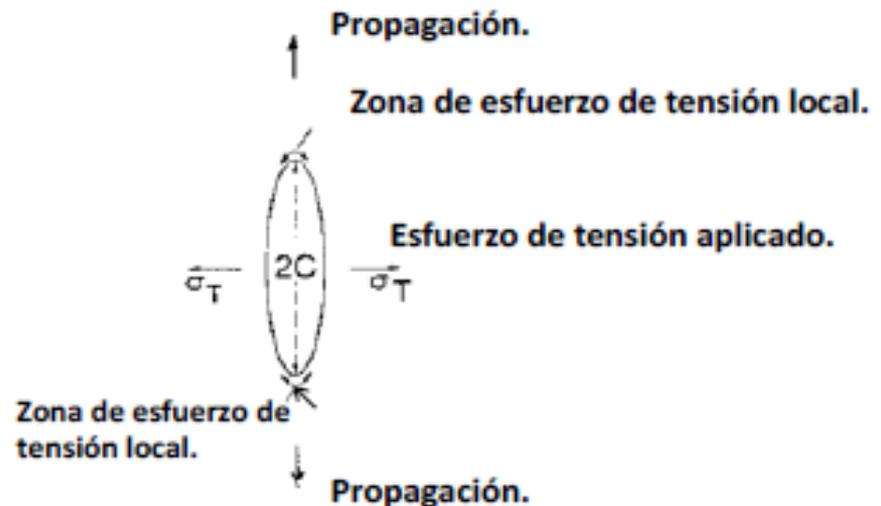


Teorías de fracturación

- **Rompimientos Griffith (1921).**

En investigaciones con materiales principalmente vidrio, postula que las pequeñas imperfecciones, de tamaño microscópico y de forma elípticas, inherentes a todos los materiales, resultan ser los "apices" ó puntos donde los esfuerzos encuentran la reducción en la resistencia de los materiales y en consecuencia se genera la propagación de la rotura del material; considera que la concentración y propagación de estos esfuerzos ocurre cuando estas imperfecciones presentan una optima orientación con respecto a la carga aplicada (Fig. 2.19).

En tracción, los ángulos que las fracturas forman con el esfuerzo mayor se apartan bastante de los previstos por el criterio de Coulomb. En la realidad, se necesita mucho menos valor del esfuerzo tensional para romper las rocas que el que este criterio predice. Aunque el esfuerzo principal medio a lo largo de la roca tenga un determinado valor, en detalle se producen concentraciones de esfuerzos tensionales anormalmente altas en los extremos de las fracturas en una posición aproximadamente normal al esfuerzo mayor .



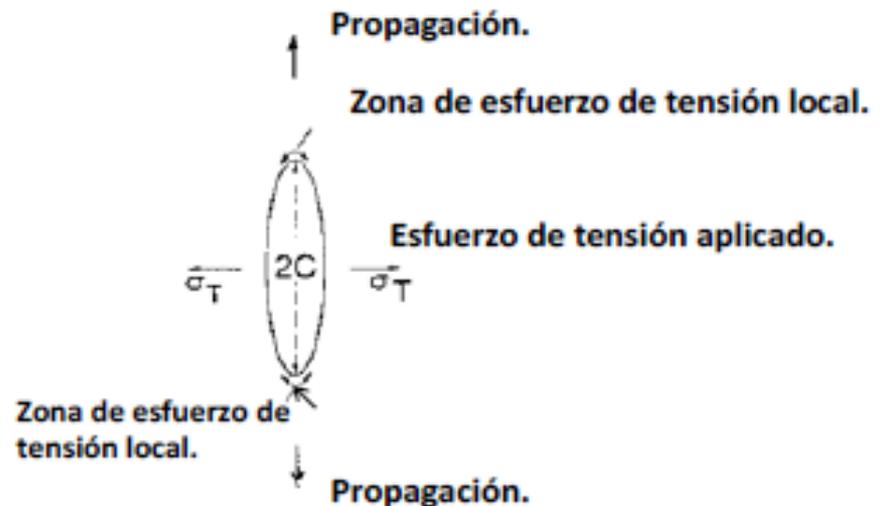
Esquema que muestra la propagación de las fracturas por propagación de las imperfecciones internas o rompimientos Griffith, bajo tensiones de tracción (tomado de Price, 1966).

Teorías de fracturación

- **Rompimientos Griffith (1921).**

En investigaciones con materiales principalmente vidrio, postula que las pequeñas imperfecciones, de tamaño microscópico y de forma elípticas, inherentes a todos los materiales, resultan ser los "apices" ó puntos donde los esfuerzos encuentran la reducción en la resistencia de los materiales y en consecuencia se genera la propagación de la rotura del material; considera que la concentración y propagación de estos esfuerzos ocurre cuando estas imperfecciones presentan una optima orientación con respecto a la carga aplicada (Fig. 2.19).

En tracción, los ángulos que las fracturas forman con el esfuerzo mayor se apartan bastante de los previstos por el criterio de Coulomb. En la realidad, se necesita mucho menos valor del esfuerzo tensional para romper las rocas que el que este criterio predice. Aunque el esfuerzo principal medio a lo largo de la roca tenga un determinado valor, en detalle se producen concentraciones de esfuerzos tensionales anormalmente altas en los extremos de las fracturas en una posición aproximadamente normal al esfuerzo mayor .



Esquema que muestra la propagación de las fracturas por propagación de las imperfecciones internas o rompimientos Griffith, bajo tensiones de tracción (tomado de Price, 1966).

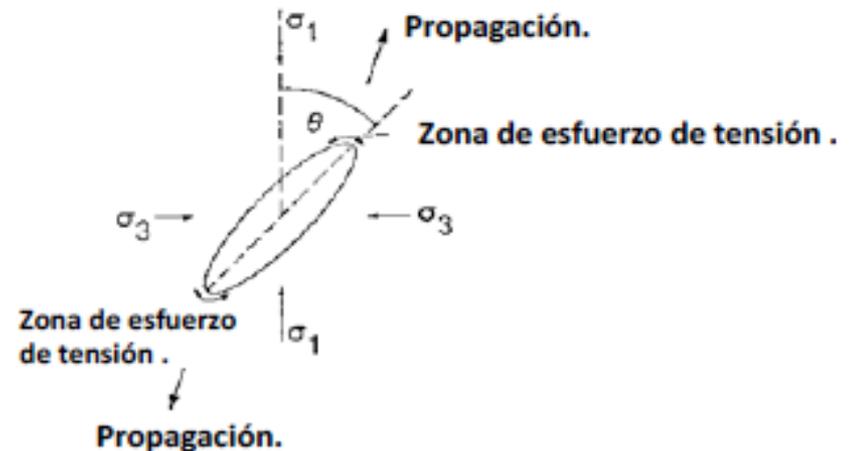
Teorías de fracturación

- **Rompimientos Griffith (1921).**

En investigaciones con materiales principalmente vidrio, postula que las pequeñas imperfecciones, de tamaño microscópico y de forma elípticas, inherentes a todos los materiales, resultan ser los "apices" ó puntos donde los esfuerzos encuentran la reducción en la resistencia de los materiales y en consecuencia se genera la propagación de la rotura del material; considera que la concentración y propagación de estos esfuerzos ocurre cuando estas imperfecciones presentan una optima orientación con respecto a la carga aplicada.

Esa concentración de esfuerzos hace que la fractura se propague en esos extremos cuando el esfuerzo en ellos es suficiente.

La propagación de varias fracturas o imperfecciones microscópicas hace que se unan unas con otras provocando fracturas macroscópicas.



Esquema que muestra la propagación de las fracturas por propagación de las imperfecciones internas o rompimientos Griffith, bajo tensiones de tracción (tomado de Price, 1966).

Teorías de fracturación

- **Microfracturamiento precursorio o previo**

Hallbauer (1973), Lockner y Byerlee (1977), determinan a partir de estudios controlados de laboratorio que la rotura macroscópica en las rocas, es usualmente precedida por un periodo de microfracturación de intensidad creciente por encima del punto de rotura.

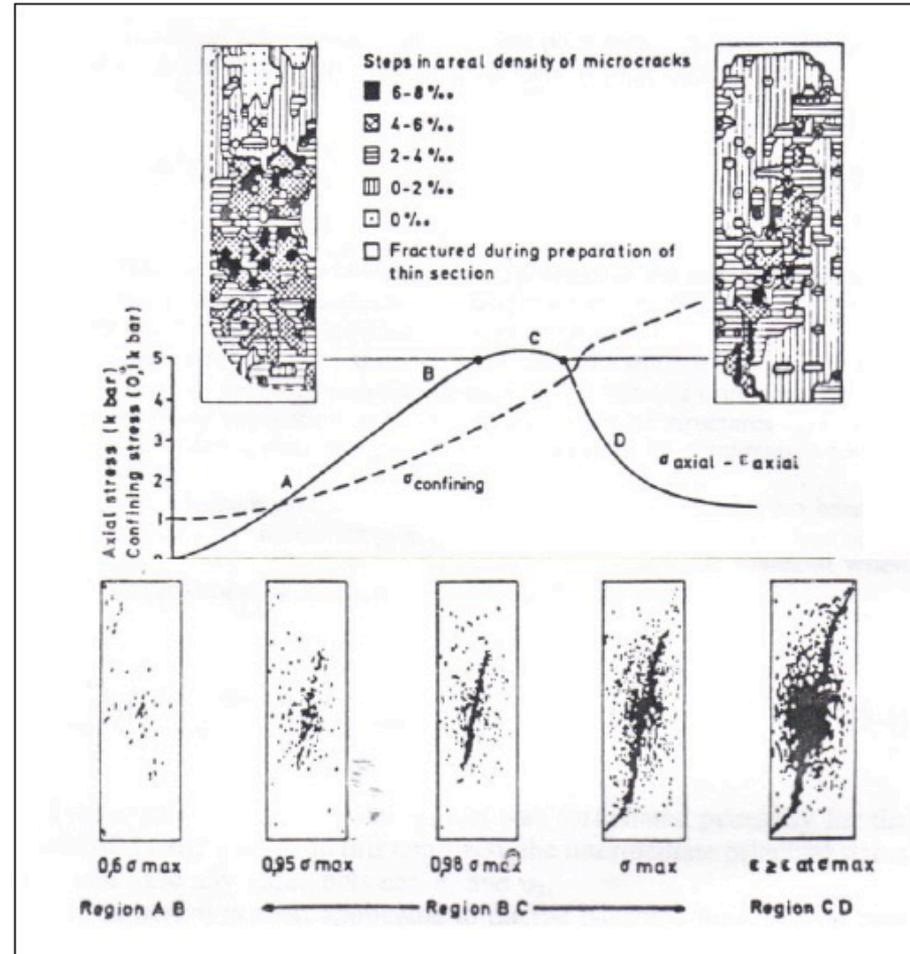
Esta microfracturación es previo la rotura macroscópica producido por cizalla en la roca bajo experimentos de laboratorio. Con la aplicación inicial de pequeñas cargas compresivas, las microfracturas preexistentes en el material se comienzan a cerrar y si la carga se incrementa nuevas microfófracturas se comienzan a formar, estas tienden a distribuirse a través de la muestra y generalmente son microrrompimientos de extensión (modo I).

Teorías de fracturación

- **Microfracturamiento precursor o previo**

Estas microfracturas de extensión son estadísticamente paralelas a la máxima carga o al máximo esfuerzo local. Con el incremento de la carga, la intensidad de la microfracturación se incrementa llegándose a concentrar a lo largo de una banda con cierto ángulo en relación a la carga máxima, la cual eventualmente puede formarse asociado a una fractura de cizalla macroscópica.

A esta banda precursora de microfracturación se la denomina “enjambre de microfracturas”



Banda precursora de microfracturación (tomado de J. Hallbeuer, 1978).

Factores que afectan el comportamiento reológico

El efecto de la presión confinante (σ_3) sobre la roca puede hacer que el comportamiento de la misma varíe de frágil a dúctil. Una roca rígida empieza a fluir, casi con el mismo esfuerzo. El valor de σ_3 que hace que varíe este comportamiento se denomina **presión de transición frágil-dúctil**.

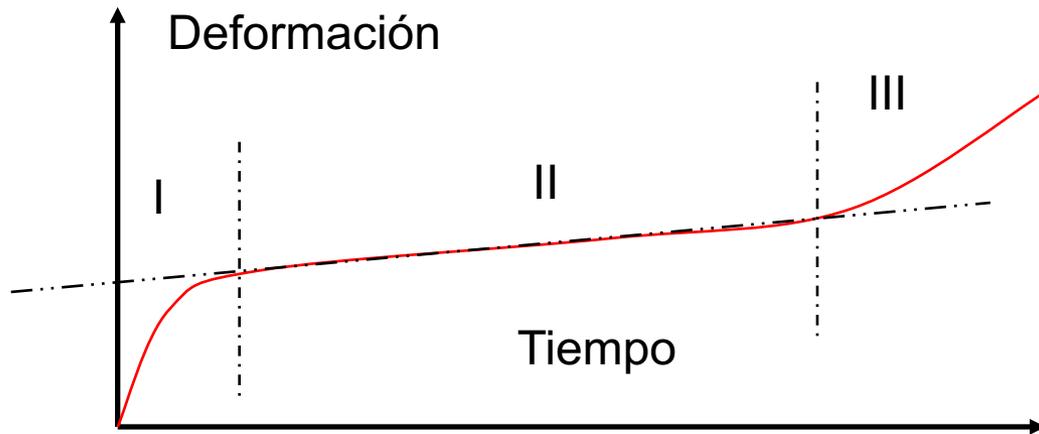
Esta presión de transición resulta muy elevada en la mayoría de las rocas salvo en las rocas evaporíticas y arcillosas que suele ser inferior a 20 Mpa a temperatura ambiente (Goodman, 1989).

La influencia del tiempo en el comportamiento reológico es también importante. La **fluencia** de materiales en relación con el tiempo se denomina fluencia o “**creep**”. Este puede ser por aumento de las deformaciones bajo esfuerzos constantes o disminución de la resistencia bajo deformaciones constantes. Con el tiempo el material puede incluso llegar a la rotura.



Las sales cuando fluyen (están en proceso de creep), el material se comporta de manera viscosa, con deformaciones lentas y continuo-dependientes, en el que también influye el contenido en humedad. Además de las sales, otros materiales pueden fluir como las lutitas sobreconsolidadas o pizarras metamórficas.

Factores que afectan el comportamiento reológico



Tipos de creep. I, Creep primario; II, Creep secundario ; III, Creep terciario.

I, “transient creep” en esa situación la deformación se desacelera con el tiempo si las condiciones permanecen constantes; II, las deformaciones van aumentando con el tiempo y su rango llega a ser constante (“steady state creep”); III, si los esfuerzos actuantes son cercanos al pico las deformaciones se incrementan con el tiempo hasta llegar a la ruptura.

La fluencia se produce por microfisuración o por flujo.

Niveles estructurales

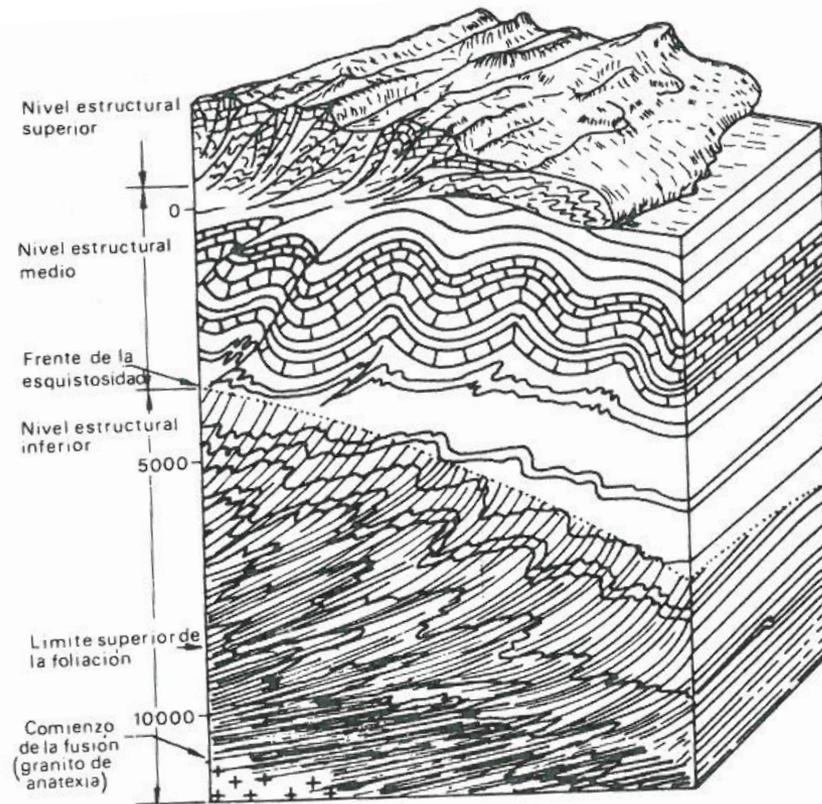
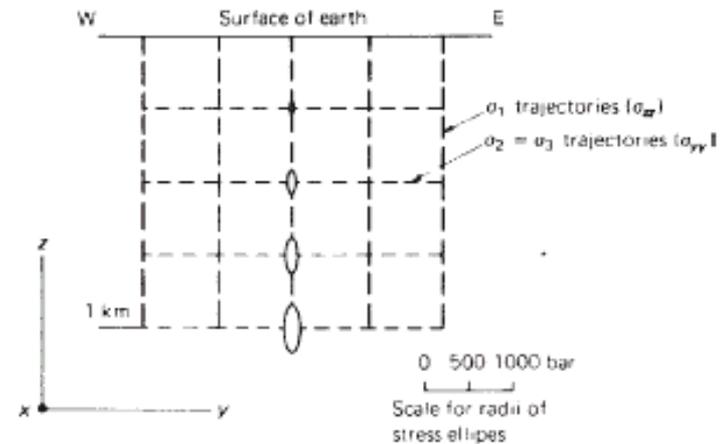


Fig. 9.32.—Niveles estructurales en un orógeno, según Mattauer. Son, respectivamente (de arriba abajo), el dominio de las fallas, de los pliegues y de la esquistosidad (acompañada en la zona más profunda por foliación). Las líneas que limitan la esquistosidad se han trazado de forma irregular para expresar la gran dependencia de esta estructura con respecto al gradiente geotérmico. Según Mattauer (1973).

Campos de esfuerzos

- El estado de esfuerzo se define para un sólo punto en un instante. Dado que los cuerpos se componen de infinitos puntos, hay que introducir un nuevo concepto que describa la situación, en lo que a esfuerzo se refiere, para todo el cuerpo. Esto es el campo de esfuerzos: la distribución del estado de esfuerzo en todos los puntos del cuerpo. Si el estado de esfuerzo es igual en todos los puntos, se dice que el campo de esfuerzos es homogéneo. Esto implica que los esfuerzos principales tienen igual orientación e intensidad en todos los puntos. Si esto no sucede, se dice que el campo es heterogéneo o in homogéneo.

La representación del campo de esfuerzos es difícil, normalmente se representa sólo una parte de él. Por ejemplo, orientaciones de los esfuerzos principales en algunos puntos distribuidos en algunos planos, a menudo la superficie terrestre o bien planos principales. Una forma usual de representar las direcciones de los esfuerzos principales es mediante el uso de las trayectorias de esfuerzo: líneas que son paralelas a las direcciones principales en cada punto.

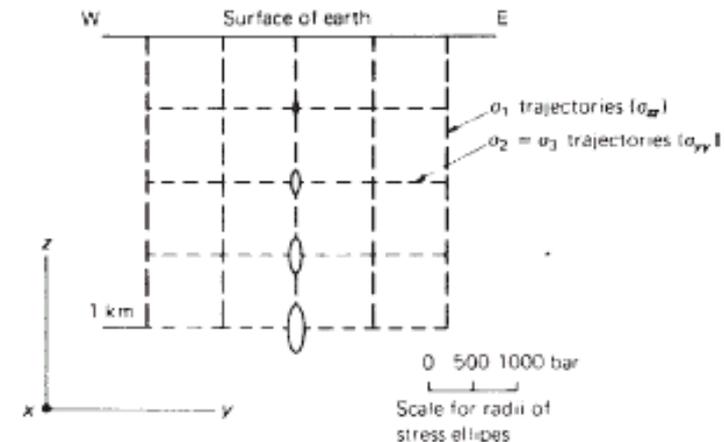


- Campo de esfuerzos en el Km. más superior de la Tierra, (Tomado de <http://web.usal.es/~gabi/apuntes>, Curso 2002-03).

Campos de esfuerzos

- A menudo se utiliza una línea gruesa para uno de los esfuerzos principales y una línea fina para el otro, en dos dimensiones. Las trayectorias de esfuerzo correspondientes a dos esfuerzos principales son siempre perpendiculares entre sí, pero pueden ser curvas. En la Figura se ha representado el campo de esfuerzos en el kilómetro superior de la Tierra, representado por las trayectorias de esfuerzo y algunas elipses de esfuerzo. El esfuerzo σ_1 ($= \sigma_{zz}$) es igual a la presión litostática y el σ_2 ($= \sigma_{xx}$ ó σ_{yy}) es siempre menor, debido a que las rocas no se comportan como líquidos.

Las trayectorias de esfuerzos son siempre paralelas y perpendiculares a la superficie topográfica por una razón muy sencilla: la superficie no está sometida nunca a esfuerzos de cizalla (los esfuerzos de cizalla transmitidos por corrientes de agua o aire son despreciables) y por tanto, la superficie es siempre un plano principal del elipsoide de esfuerzo.



- Campo de esfuerzos en el Km. más superior de la Tierra, (Tomado de <http://web.usal.es/~gabi/apuntes>, Curso 2002-03).