

Lengua del glaciar Malaespina (Alaska) donde se pueden apreciar las dramáticas deformaciones que pueden sufrir algunos materiales (hielo) en la superficie terrestre. (Foto N.A.S.A)

2.-DEFORMACIÓN

2.1.-DEFINICION Y TIPOS

Definimos **deformación** como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufrido por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos y explicamos que una deformación puede constar de hasta cuatro componentes: translación, rotación, dilatación y distorsión. En el caso general, una deformación las incluye a todas, pero deformaciones particulares pueden constar de tres, dos o una de las componentes.

Las deformaciones son causadas por esfuerzos, de forma que ambos conceptos están ligados por una relación de causa a efecto. Aparte de ser conceptos distintos, hay una diferencia en el tratamiento de unos y otras que merece la pena destacar: los esfuerzos se definen y se analizan para un instante dado, mientras que las deformaciones miden cambios producidos en un intervalo de tiempo y se analizan comparando un estado final con uno inicial.

Las dos primeras componentes de la deformación producen cambios en la posición del cuerpo, pero no de su forma ni de sus relaciones geométricas internas. Ante deformaciones de ese tipo, el cuerpo se mueve como un objeto rígido y, por ello, se llaman **deformaciones de cuerpo rígido** o **movimientos rígidos**. Las dos últimas componentes producen cambios en la forma y/o

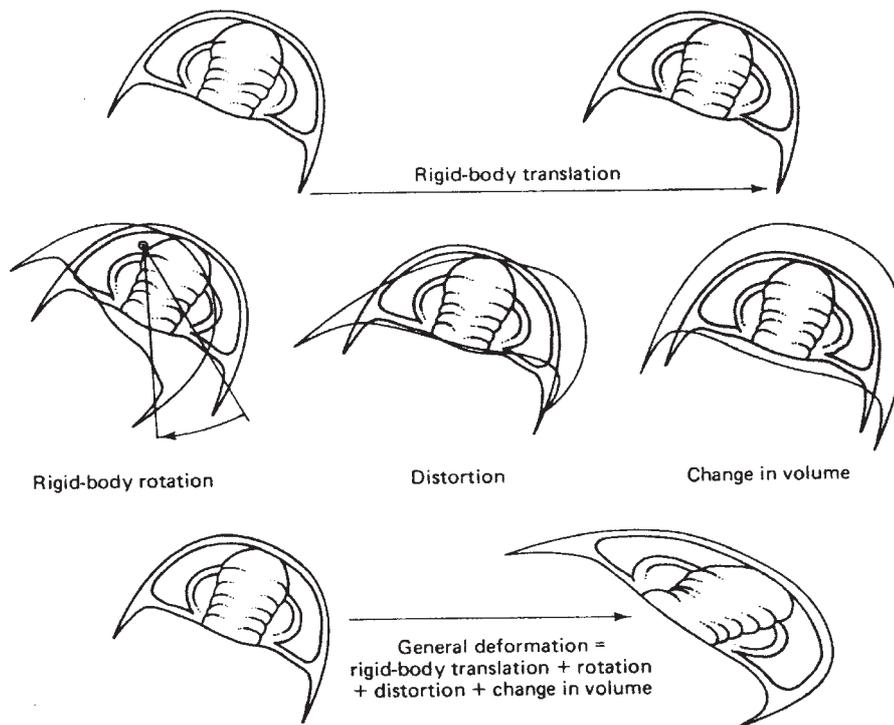


Figura 2-1- Las cuatro componentes de la deformación ilustradas con la cabeza de un trilobite junto a un trilobite completo deformado.

en las relaciones geométricas internas. Por ejemplo, una dilatación no cambia la forma, pero aproxima o aleja unas partículas y otras, con lo que las relaciones geométricas internas resultan modificadas. La distorsión cambia la forma general del cuerpo y sus relaciones geométricas internas. Las partículas se alejan o se aproximan y las líneas cambian el ángulo que forman entre sí. Esto produce translaciones y rotaciones dentro del cuerpo que ya no se está comportando rígidamente. Por tanto, estas translaciones y rotaciones son diferentes de las que producen una translación o rotación de todo el cuerpo y que llamábamos movimientos rígidamente, y se engloban dentro del término **deformación interna** (“*strain*”).

La Fig.2-1 muestra las distintas componentes de la deformación con el ejemplo de la cabeza de un trilobite. En la parte superior se muestra una **translación rígidamente**, en el centro, de izda. a dcha., una rotación rígidamente, una distorsión y una dilatación y debajo una deformación general con las cuatro componentes. Obsérvese que en el caso de la **rotación rígidamente**, todas las líneas del fósil han girado el mismo ángulo con respecto a una referencia externa, p. ej., una línea horizontal, mientras que en la distorsión, la línea de simetría central y su normal, han dejado de formar un ángulo de 90°, lo que implica que han girado un ángulo distinto. Esto se aprecia mejor en el caso de la deformación general, en la parte inferior de la figura.

La deformación interna puede clasificarse atendiendo a distintos criterios. El primero de ellos es la continuidad: si una deformación interna no separa ningún par de puntos materiales que estuvieran juntos antes de la deformación se dice que es **continua** o **afín**. En el caso contrario se

denomina **discontinua** o **no afín** (Fig.2-2). Este último caso implica que han intervenido discontinuidades, bien porque han sido creadas por la deformación en cuestión, bien porque ya existían y han sido utilizadas por la deformación.

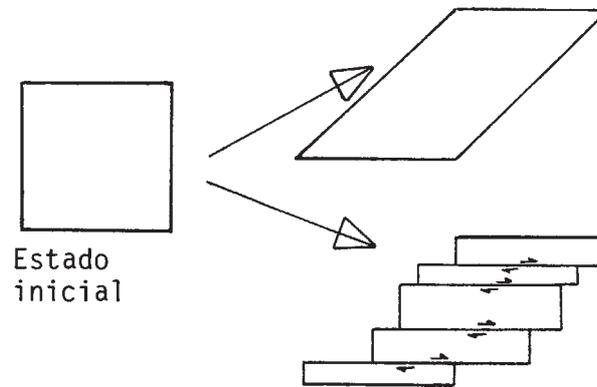


Figura 2-2- Deformación continua o afín (arriba) y discontinua o no afín (abajo).

Otro criterio que se utiliza para clasificar la deformación interna es el de los resultados físicos. Según él, se clasifica en frágil y dúctil. La **deformación frágil** (“brittle”) es la que produce rotura, mientras que la **deformación dúctil** (“ductile”) se realiza sin que el cuerpo se fracture. Es obvio que la deformación frágil es discontinua y que la dúctil es continua. La deformación dúctil

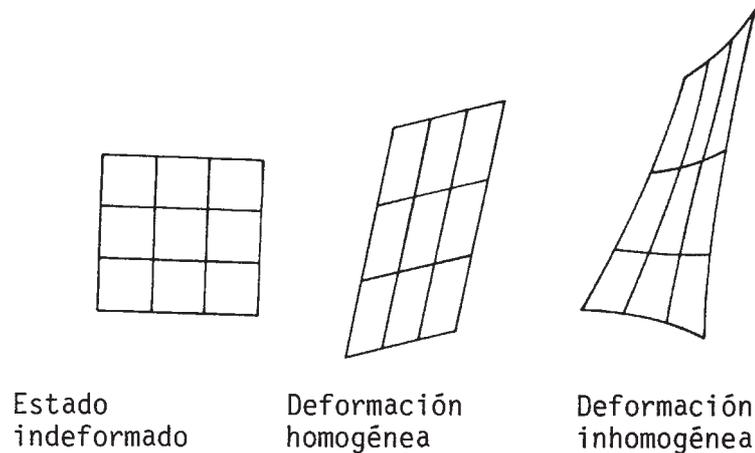


Figura 2-3- Deformación homogénea e inhomogénea.

puede subdividirse en elástica y permanente. **Deformación elástica** es aquella en la cual se produce deformación por aplicación de un campo de esfuerzos pero si los esfuerzos se retiran, la deformación se pierde, recuperando el cuerpo su forma original. Las **deformaciones plástica** y **viscosa** son dos tipos de deformación continua en los que ésta permanece aun cuando el esfuerzo sea retirado, por lo que se denomina **deformación permanente**.

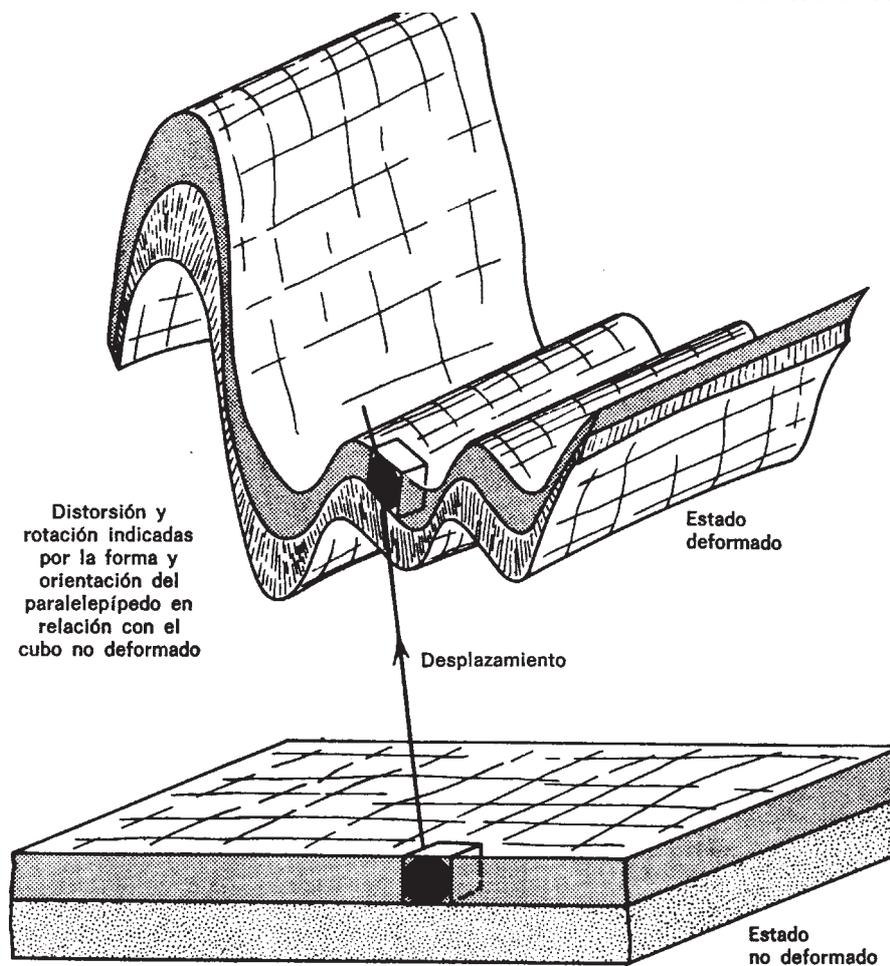


Figura 2-4- Deformación por plegamiento de dos capas. La deformación es continua e inhomogénea. Se ha dibujado un pequeño elemento cúbico en el estadio indeformado para apreciar la distorsión. El vector desplazamiento para un punto de ese elemento ha sido también representado.

Según la geometría del resultado de la deformación interna, ésta se clasifica en homogénea e inhomogénea o heterogénea. En una **deformación homogénea**, las líneas que eran rectas antes de la deformación siguen siéndolo después y las rectas paralelas siguen siendo paralelas (Fig.2-3). En una **deformación inhomogénea** las condiciones anteriores no se cumplen. La Fig.2-4 representa el plegamiento de dos capas. La deformación en este caso es continua e inhomogénea. Los flancos de los pliegues han experimentado una rotación rígida y, además, una cierta distorsión, marcada por la diferencia entre la forma cúbica del pequeño elemento dibujado en la capa superior y el paralelepípedo en el que se ha transformado. Obsérvese que ese pequeño elemento ha sufrido un desplazamiento desde su posición inicial, que se ha expresado por un vector.

Cualquier deformación puede especificarse por los desplazamientos experimentados por los puntos del cuerpo. Se define **vector desplazamiento** como el vector que une la posición de un punto antes y después de la deformación. Ese vector no indica el camino seguido por el punto, sino que se limita a relacionar sus posiciones inicial y final. La Fig.2-5 muestra el vector

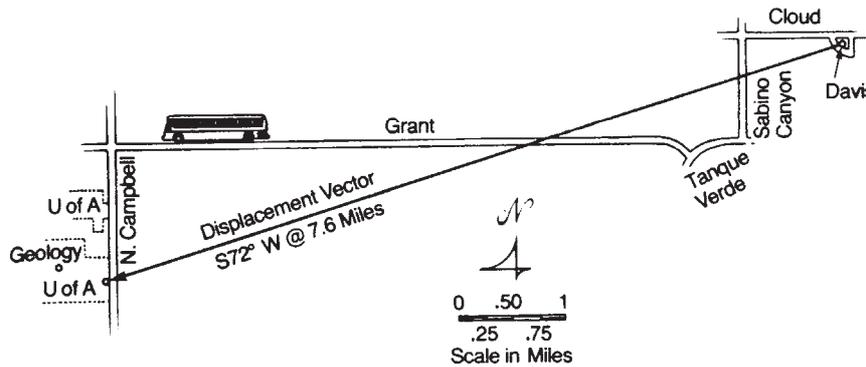


Figura 2-5- Vector desplazamiento de la deformación por traslación que experimenta George H. Davis cada vez que va a su trabajo en el Departamento de Geología de la Universidad de Arizona. La deformación interna en el interior del autobús no ha sido representada.

desplazamiento de G.H. Davis desde su casa a la Universidad de Arizona, donde trabaja y, como puede apreciarse, no especifica el recorrido. La Fig.2-6 muestra el vector desplazamiento de la India para el intervalo de los últimos 71 m.a., que tampoco especifica su recorrido. La **trayectoria** en ambos casos podría representarse por una línea curva o quebrada que uniese las sucesivas posiciones de un punto, tal como la dibujada a trazos en la Fig.2-6. Naturalmente, para cada punto puede trazarse un vector desplazamiento. La diferencia entre el vector desplazamiento de un punto y la trayectoria seguida por un punto puede verse también en la Fig.2-7. El conjunto de los vectores desplazamiento para todos los puntos del cuerpo definen lo que se llama un **campo de desplazamiento**. La Fig.2-8 muestra los campos de desplazamiento de una deformación homogénea y de una inhomogénea.

La Fig.2-9 muestra distintos tipos de deformación. La cuadrícula con líneas finas representa el estado indeformado y la de líneas gruesas el estado deformado. A representa una traslación rígida, B una rotación rígida, C, D y E deformaciones internas homogéneas y F una deformación interna inhomogénea. Obsérvese que en C, algunas líneas han girado y otras no y que en E, las dos familias de líneas de la cuadrícula han girado pero lo han hecho en sentidos diferentes. Hay líneas que han experimentado una rotación, pero no ha sido una rotación rígida, pues no todas han girado lo mismo. La Fig.2-10 muestra los campos de desplazamiento correspondientes a las deformaciones de la Fig.2-9. Obsérvese que todos los vectores son iguales en el caso de la traslación rígida. Se dice en ese caso que el campo de

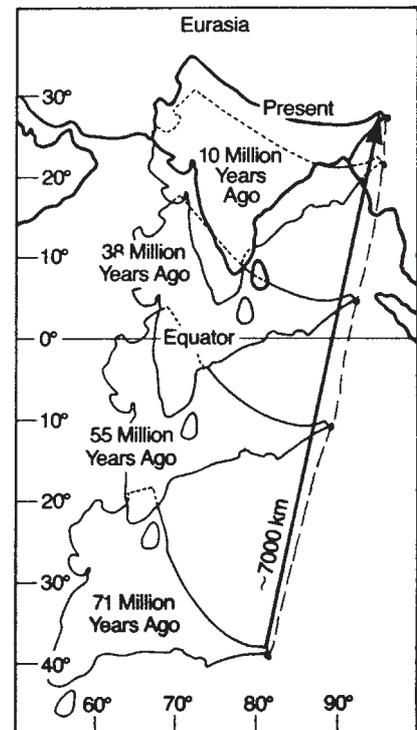


Figura 2-6- Vector desplazamiento (flecha) y trayectoria (línea de puntos) de un punto de la India en los últimos 71m.a.

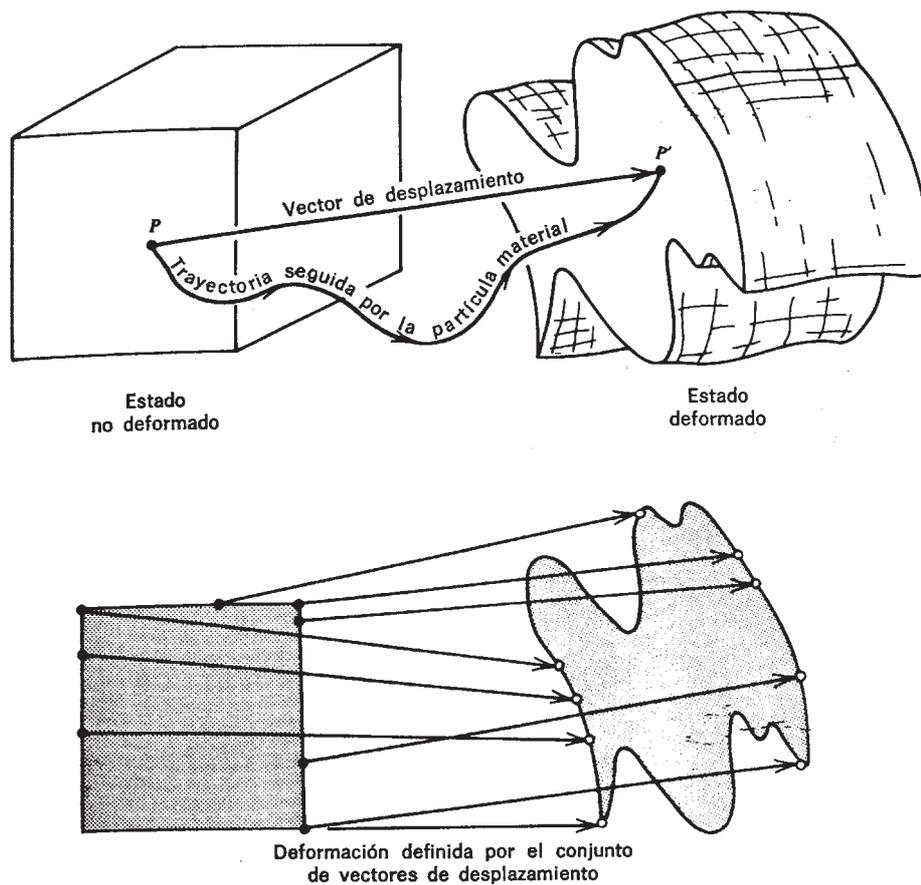


Figura 2-7- Vector desplazamiento y trayectoria de un punto material en una deformación inhomogénea (arriba) y campo de desplazamiento para una superficie de esa misma deformación.

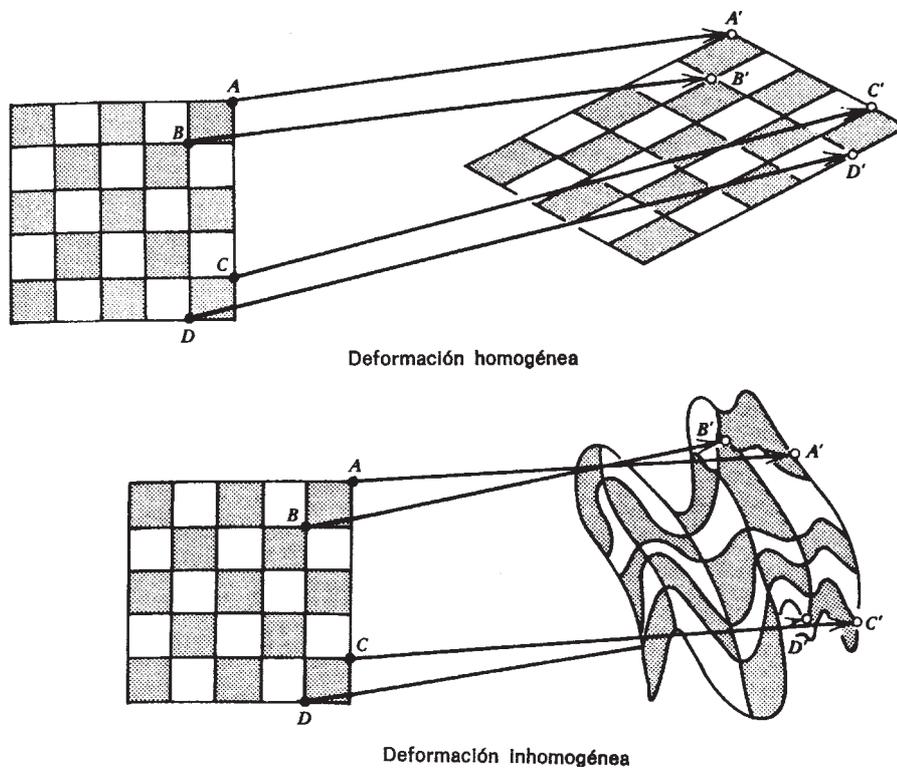


Figura 2-8- Campos de desplazamiento para una deformación homogénea (arriba) e inhomogénea (debajo).

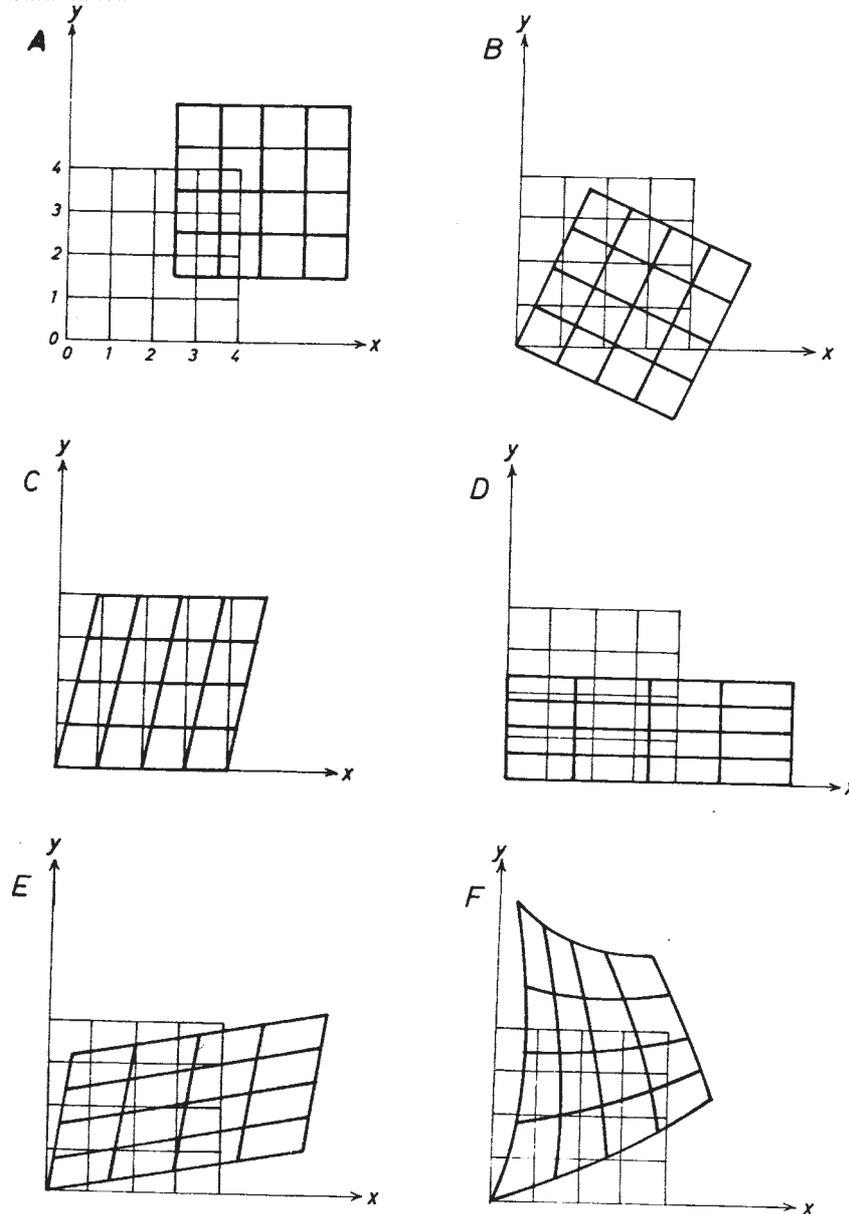


Figura 2-9- Seis tipos diferentes de deformación. A- translación, B- rotación. C, D y E - deformación interna homogénea, F- deformación interna inhomogénea.

desplazamiento es homogéneo. Todas las demás deformaciones representadas tienen campos de desplazamiento heterogéneos, aun cuando la deformación interna sea homogénea, como en C, D y E.

La actuación de campos de esfuerzos suficientemente grandes de forma prolongada puede provocar la deformación permanente de las rocas, la cual se va acumulando a lo largo del proceso. Se habla de **deformación progresiva**, un concepto que engloba prácticamente a cualquier deformación natural. Dado que las deformaciones tratan sobre cambios producidos a lo largo de un tiempo y se analizan comparando dos estados, se definen tres nuevos conceptos según la cantidad de deformación interna acumulada. **Deformación finita** es la experimentada a lo largo de todo el proceso y, por tanto, es la que se analiza comparando los estados inicial y final.

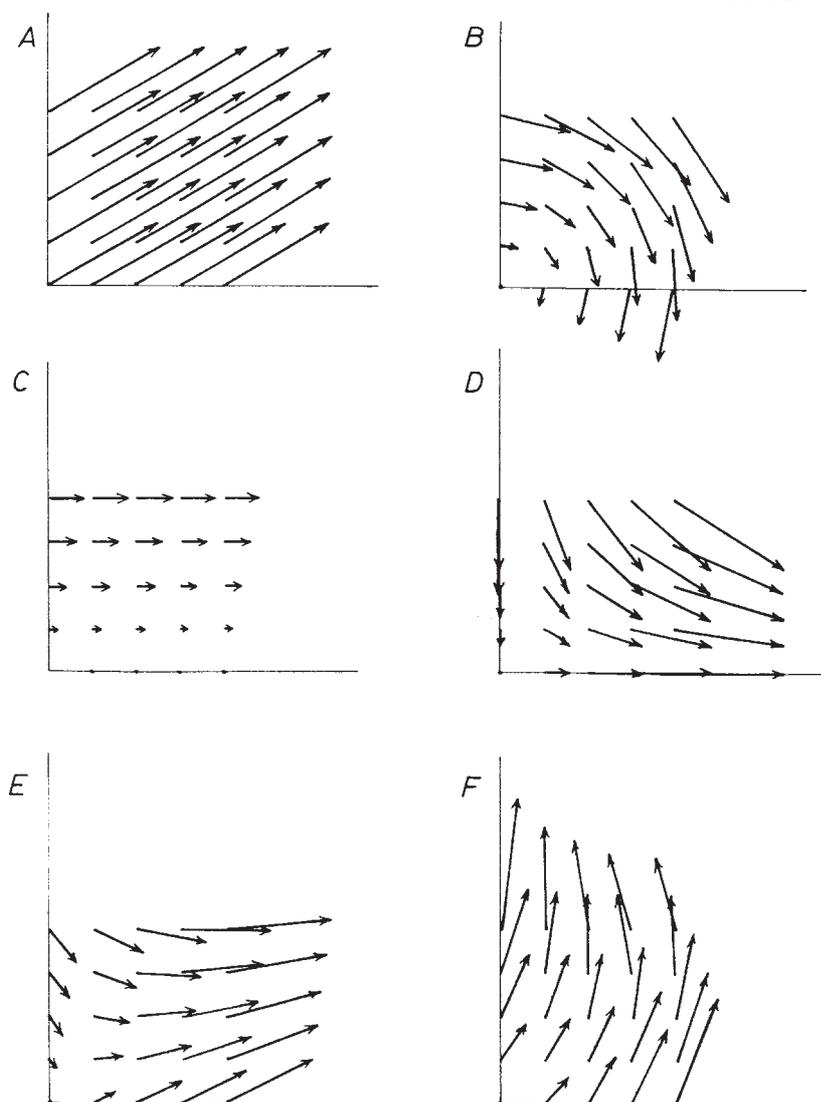


Figura 2-10- Campos de desplazamiento para los seis tipos diferentes de deformación de la figura anterior. A- translación, B- rotación. C, D y E - deformación interna homogénea, F- deformación interna inhomogénea.

Deformación infinitesimal se refiere a incrementos de deformación interna infinitamente pequeños. La integración de todos esos incrementos infinitesimales daría la deformación finita. Cuando los incrementos son finitos, pero representan sólo una parte de la deformación, se habla de **deformación incremental**. Otros tipos de deformación se irán viendo más adelante, a lo largo del capítulo, conforme se vayan definiendo nuevos conceptos.

2.2.-MEDIDA Y REPRESENTACION DE LA DEFORMACION INTERNA

Las **deformaciones del cuerpo rígido** se miden por parámetros que expresan el cambio de posición: la translación rígida por la distancia recorrida por el cuerpo y la rotación rígida por el ángulo que éste ha girado. La **deformación interna** utiliza parámetros de tres tipos diferentes, que miden respectivamente cambios en la longitud de las líneas, cambios en los ángulos y cambios en volumen. Los principales de esos parámetros se describen a continuación.

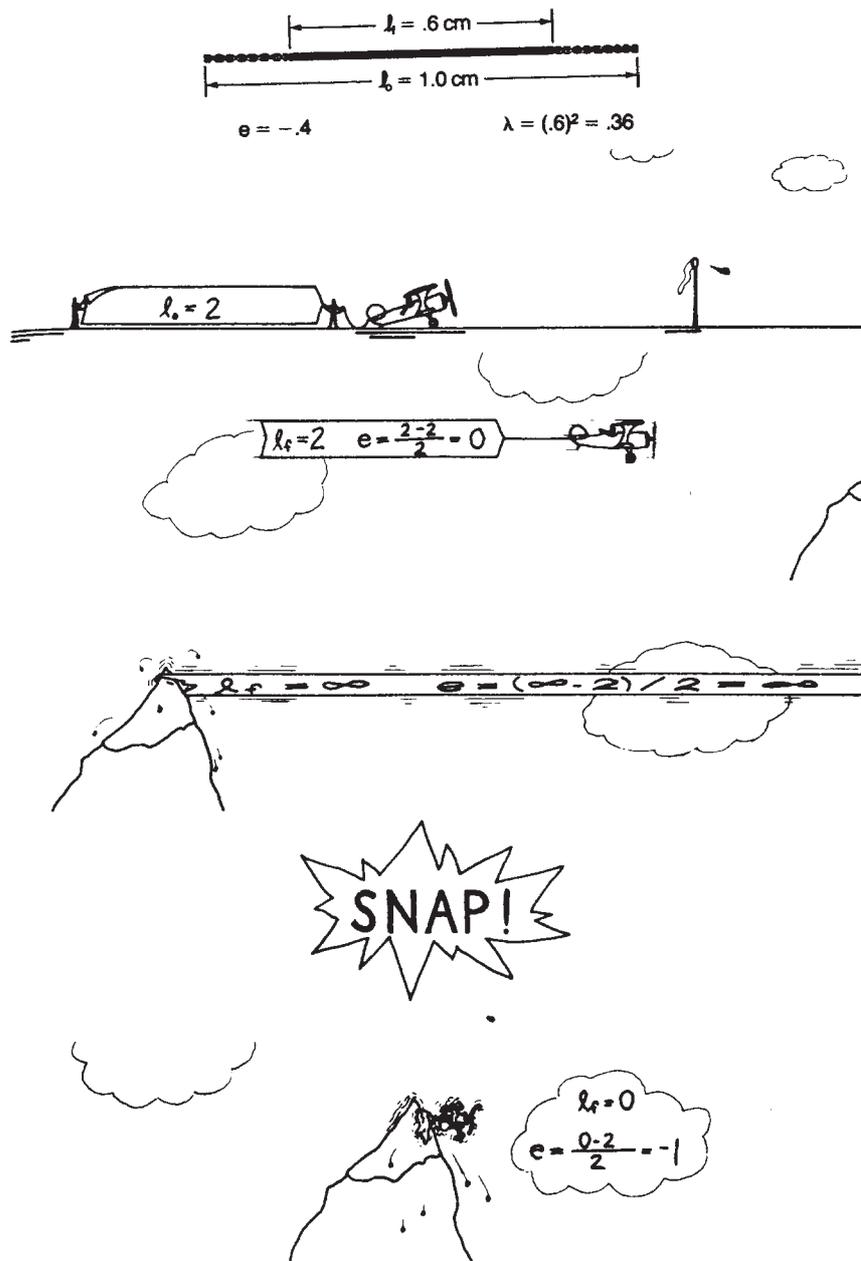


Figura 2-11- Arriba, cálculo de la elongación y elongación cuadrática de una línea. Abajo, ejemplo de una deformación elástica con el cálculo de la elongación en los diferentes estadios.

Para expresar los cambios en la longitud de las líneas, es decir, la **deformación longitudinal**, se utilizan la elongación o extensión, el estiramiento, la elongación cuadrática y la deformación natural o logarítmica. **Elongación o extensión** es el cambio en longitud de una línea en relación con el estado indeformado y la fórmula que la expresa es (Fig.2-11):

$$e = (l_f - l_0) / l_0 = \Delta l / l_0,$$

donde l_0 es la longitud inicial de la línea y l_f la longitud final. P. ej., una línea que midiera originalmente 1 metro y después de la deformación midiera un metro y medio, habría sufrido una elongación $e = (1.5 - 1) / 1 = 0.5$ ó, lo que es lo mismo, del 50%. Las elongaciones positivas implican aumento en la longitud de las líneas y las negativas disminución. Se habla a menudo de alargamiento y acortamiento respectivamente.

Estiramiento de una línea es la relación entre sus longitudes inicial y final:

$$S = l_f/l_0. \text{ Se comprueba fácilmente que } S = (1 + e).$$

Se llama **elongación cuadrática** al cuadrado del estiramiento:

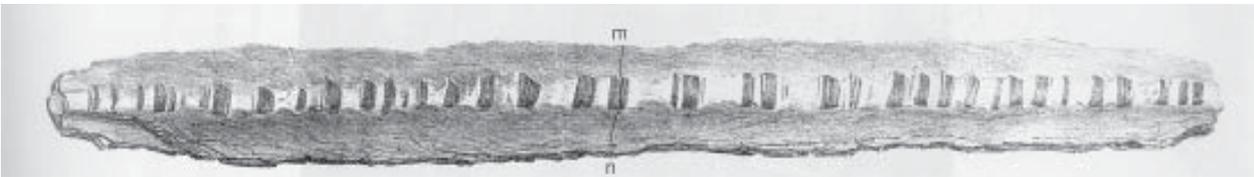
$$\lambda = S^2 = (l_f/l_0)^2 = (1 + e)^2.$$

La **deformación natural** o **logarítmica** se define como el logaritmo natural o neperiano del estiramiento:

$$\varepsilon = \ln(1 + e) = 1/2 \ln \lambda.$$

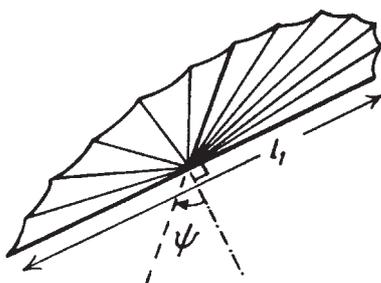
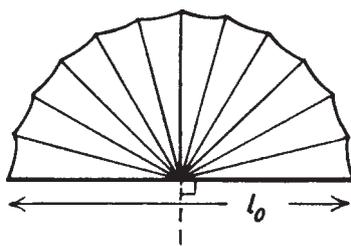
El fundamento es que si consideramos incrementos infinitesimales de deformación, la elongación viene dada por: $e = dl/l$. Integrando todos los incrementos infinitesimales se obtiene:

$$\int_{l_0}^{l_f} dl/l = \ln(l_f/l_0) = \ln(1 + e) = \varepsilon.$$



Un belemnite fósil como éste puede representar la deformación finita lineal de una roca. Los fragmentos oscuros corresponden al fósil que ha sido fracturado. Los fragmentos resultantes, unidos por fibras minerales, han sido separados dando lugar a un fósil mucho más largo que el original.

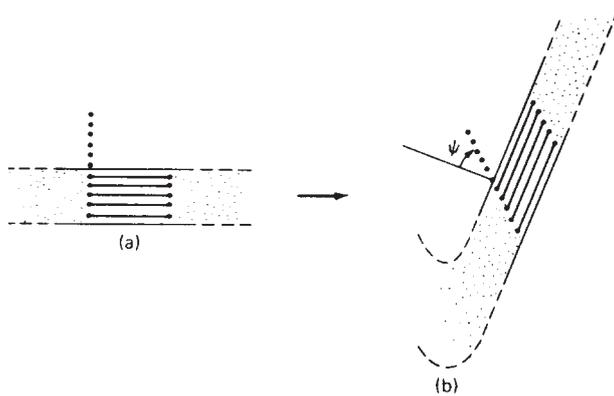
Los cambios en los ángulos, o **deformación angular**, se expresan por el ángulo de cizalla y valor de la cizalla. El **ángulo de cizalla** se define, a partir de dos líneas que eran inicialmente



perpendiculares, como la deflexión experimentada por ese ángulo recto, es decir, por lo que se han apartado ambas líneas de su perpendicularidad inicial. Se suele denotar con la letra ψ , y su significado puede apreciarse en la Fig.2-12. Las líneas mediana y de charnela del fósil de un braquiópodo son perpendiculares inicialmente. Después de la deformación (debajo), la mediana (línea de trazos) ha girado un ángulo y con respecto a la normal a la charnela (línea de trazos y puntos). Se dice entonces que la mediana se ha cizallado ese ángulo o que ha sufrido un cizallamiento de ese ángulo. El **valor de la cizalla** es la tangente del ángulo de cizalla:

$$\gamma = \operatorname{tg} \psi.$$

Figura 2-12- Medida de la deformación angular utilizando el fósil de un braquiópodo.



Este parámetro también puede dar una idea de cómo se han desplazado una serie de líneas paralelas unas con respecto a otras (Fig.2-13). De hecho, el ángulo ψ en la figura es el ángulo de cizalla de las líneas paralelas a la capa punteada.

Los cambios en volumen se miden con la **dilatación**, que es la relación entre el cambio de volumen y el volumen inicial:

$$D = (V_f - V_0) / V_0 = \Delta V / V_0.$$

Figura 2-13-Ángulo de cizalla de la estratificación en el flanco de un pliegue.

En general, las dilataciones que se producen durante una deformación natural son negativas, es decir, las rocas suelen perder volumen al deformarse.

Incluso cuando la deformación interna es inhomogénea, se puede elegir un fragmento de roca lo suficientemente pequeño como para que en él pueda considerarse homogénea. La cantidad física que expresa cualquier deformación interna homogénea debe incluir información sobre lo que les ha sucedido a las infinitas líneas que contiene el cuerpo deformado, sus elongaciones y cizallamientos. Esa cantidad es un tensor de segundo orden que puede ser representado geoméricamente por un elipsoide, llamado de deformación. El **elipsoide de deformación** se define como la forma que adquiere una esfera de radio unidad al ser sometida a una deformación interna homogénea. Cada elipsoide de deformación tiene tres ejes, perpendiculares entre sí, que se denominan **ejes de la deformación** y que se denotan con las letras X, Y, Z, de forma que, por convenio, X es mayor o igual que Y, el cual es mayor o igual que Z (Fig.2-14). El eje X es la línea más larga y el Z la más corta. El eje Y es la línea perpendicular a los ejes X y Z que, a su vez, son perpendiculares entre sí.

Las direcciones de los ejes se denominan **direcciones principales de deformación** y son perpendiculares entre sí. Los tres planos perpendiculares entre sí que las contienen se llaman

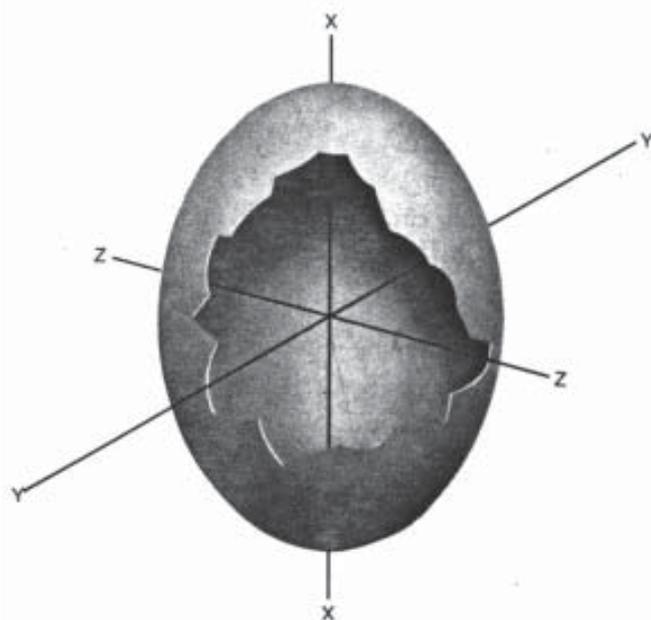


Figura 2-14- Elipsoide de deformación.

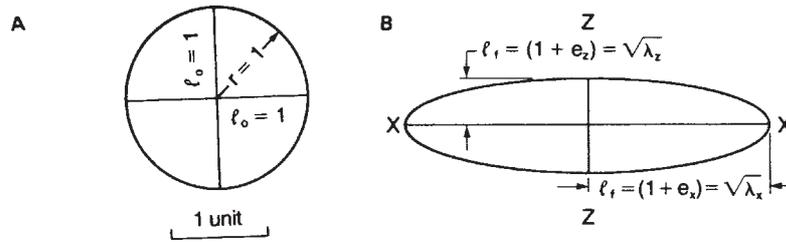


Figura 2-15- Circunferencia inicial y elipse de deformación correspondiente al plano XZ.

planos principales de la deformación. Una propiedad de las direcciones principales es que antes de la deformación también eran líneas perpendiculares entre sí.

Dado que se parte de una esfera de radio unidad, las longitudes de los ejes de la deformación son las longitudes de líneas cuya longitud inicial era la unidad. Por tanto, son iguales a los estiramientos de las líneas paralelas a ellos, o a la raíz cuadrada de sus elongaciones cuadráticas. Denotando a los estiramientos, elongaciones y elongaciones cuadráticas según los ejes mayor, intermedio y menor de la deformación con los subíndices x, y, z respectivamente:

$X = S_x = (1 + e_x) = (\lambda_x)^{1/2}$, $Y = S_y = (1 + e_y) = (\lambda_y)^{1/2}$, $Z = S_z = (1 + e_z) = (\lambda_z)^{1/2}$. Debido a esas equivalencias, los ejes de la deformación se denotan a menudo como S_x, S_y, S_z , ó como $(\lambda_x)^{1/2}, (\lambda_y)^{1/2}, (\lambda_z)^{1/2}$, ó incluso como l_x, l_y, l_z , aunque esos valores representan el cuadrado de los valores reales de los ejes del elipsoide. Otras veces, los subíndices empleados son 1,2 y 3 y los ejes de la deformación se denotan como $S_1, S_2, S_3, (\lambda_1)^{1/2}, (\lambda_2)^{1/2}, (\lambda_3)^{1/2}$, ó como $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$.

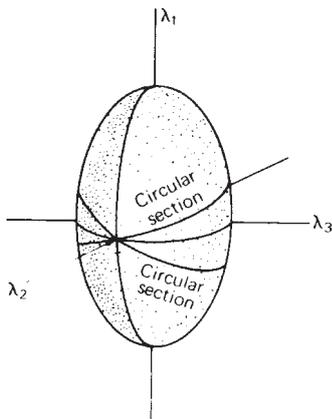


Figura 2-16- Las dos secciones circulares de un elipsoide de tres ejes..

Para conocer el valor absoluto de los ejes principales hay que conocer su longitud inicial. Como esto no suele ser posible, a menudo se trabaja, no con los valores absolutos de los ejes, sino con valores relativos. Dado que $S = l_f/l_0$, donde la incógnita es l_0 , si dividimos, p. ej., S_x/S_y , las l_0 de ambos estiramientos sobran y la relación se obtiene sólo con las l_f que se pueden medir. Por eso, se usan a menudo las relaciones X/Y, X/Z e Y/Z. Esas relaciones pueden obtenerse analizando **objetos pretectónicos** deformados, es decir, objetos que ya estaban en la roca antes de que se produjera la deformación. También hay algunos otros métodos que no precisan de la existencia de tales objetos y que son de aplicación sólo en casos particulares.

Ningún eje de la deformación puede valer cero, pues eso implicaría un acortamiento del 100%, que es imposible. Por tanto, para todas las deformaciones homogéneas puede definirse un elipsoide de tres ejes. Lo que si es posible es que la elongación sea cero en alguna dirección: en

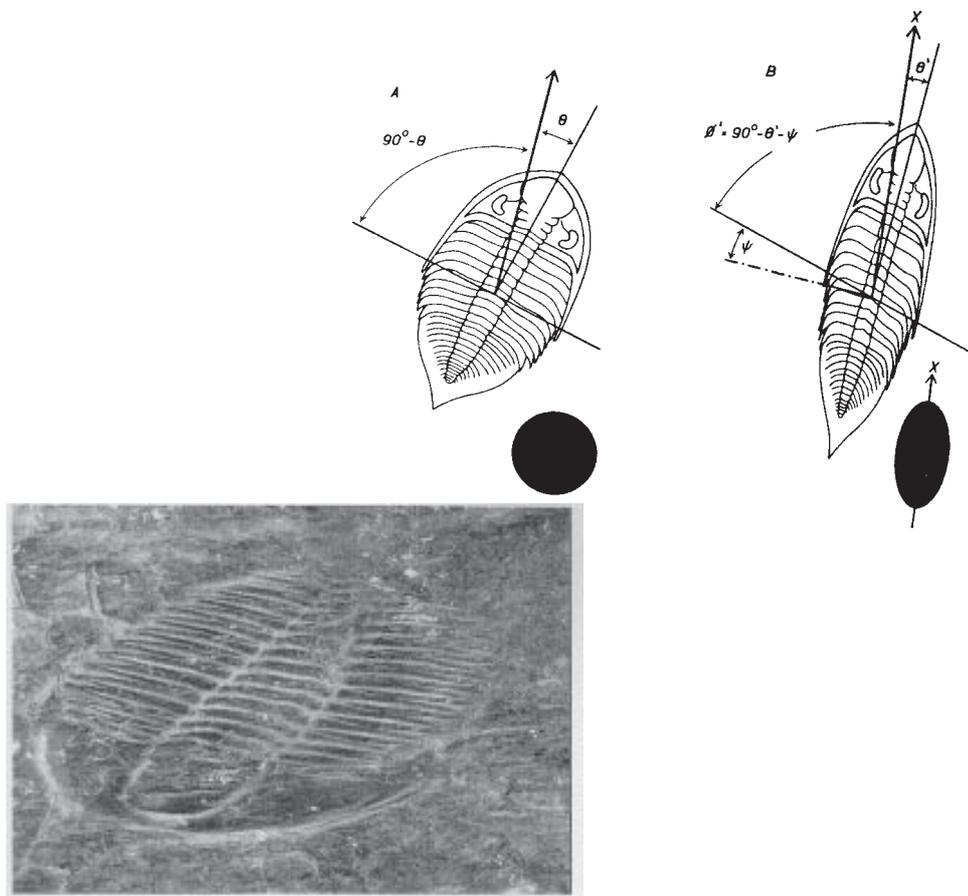


Figura 2-17- Deformación homogénea de un trilobite y la correspondiente elipse de deformación finita junto con un ejemplo natural.

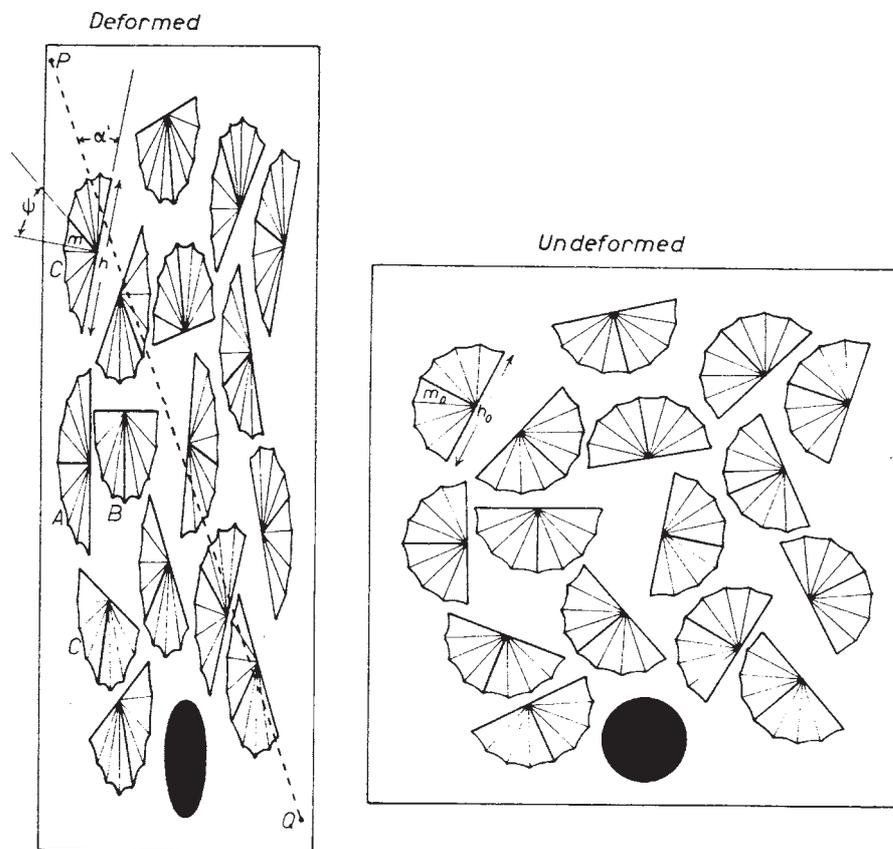


Figura 2-18- Deformación homogénea de un grupo de braquiópodos (izquierda) y elipse de deformación asociada. El estado indeformado se muestra a la derecha.

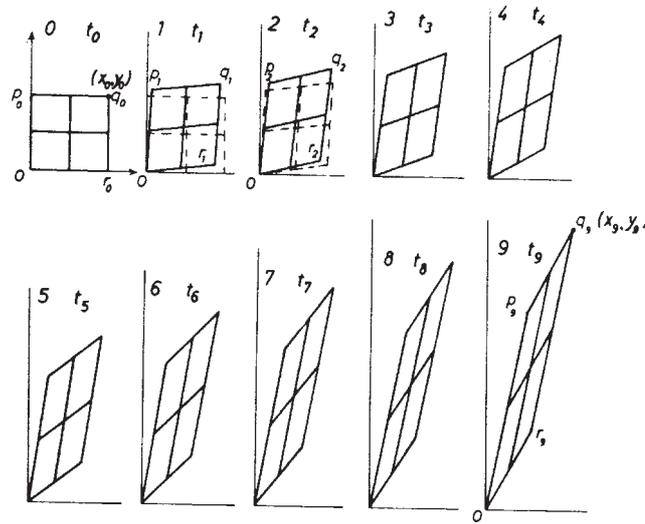


Figura 2-19- Superposición de nueve incrementos idénticos de deformación a una cuadrícula.

ese caso, el estiramiento será igual a uno, es decir, esa línea tendrá una longitud final, después de la deformación, igual a la longitud inicial. Las elongaciones de los ejes se denominan principales. De acuerdo con los valores de los ejes de la deformación, ésta puede clasificarse en tres tipos:

Deformación uniaxial es aquella en la cual dos de los ejes de la deformación valen 1, lo que implica que sólo ha habido elongación en una de las direcciones principales.

Deformación biaxial es aquella en la que uno de los ejes de la deformación vale 1. Cuando esto sucede, lo normal es que el eje que vale 1 sea el intermedio (Y) y, en ese caso, se dice que la deformación es de tipo *plane strain* (deformación plana en traducción literal).

Deformación triaxial se da cuando ninguno de los ejes vale 1 ó, lo que es lo mismo, cuando ninguna de las tres elongaciones principales vale cero.

A menudo se trabaja sobre superficies planas y la deformación en ellas se representa por la **elipse de deformación**, que es la forma que adquiere una circunferencia al ser deformada homogéneamente. De hecho, la elipse de deformación en un plano es la intersección del elipsoide

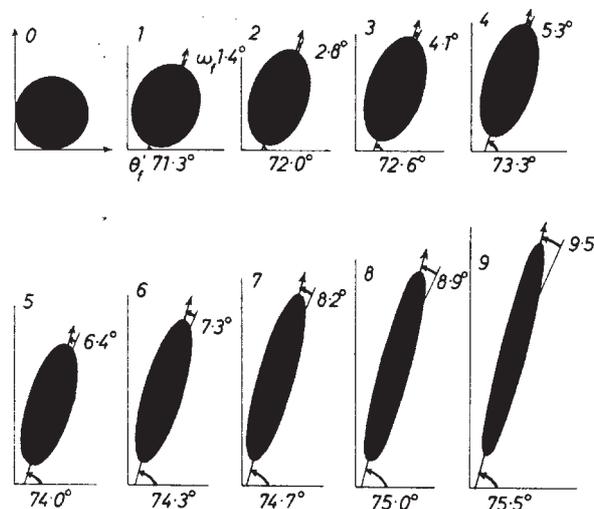


Figura 2-20- Elipses de deformación finita correspondientes a la figura 2-19.

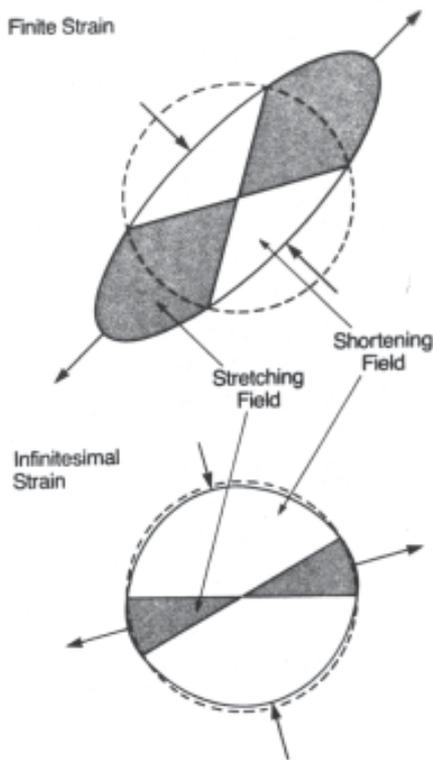


Figura 2-21- Elipses de deformación finita e infinitesimal

tridimensional con ese plano. En la Fig.2-15 se ha representado la elipse de deformación en uno de los planos principales, el plano XZ, así como los valores de sus ejes. No todas las secciones de un elipsoide son elipses, pues cada elipsoide tiene una o dos **secciones circulares**. Eso quiere decir que en los planos del cuerpo deformado paralelos a ella no se apreciaría distorsión, y todos los ángulos originales entre líneas de ese plano se habrían preservado. Sin embargo, las líneas podrían haberse alargado o acortado todas por igual. Los elipsoides de revolución, es decir, aquellos que tienen dos ejes iguales, sólo tienen una sección circular, la que contiene a los ejes iguales y que es perpendicular al eje diferente. Los elipsoides de tres ejes tiene siempre dos secciones circulares que no coinciden con ninguno de los planos principales (Fig.2-16).

Ahora que se ha introducido el concepto de elipse de deformación, es conveniente poner algunos ejemplos que ilustren su significado. La Fig.2-17 muestra un trilobite sin deformar y deformado, junto con la elipse de la deformación causante de su distorsión. La dirección X es la del eje mayor de la elipse y el ángulo γ es el ángulo de cizalla para la línea mediana del fósil. La Fig.2-18 muestra un grupo de braquiópodos antes y después de una deformación homogénea, así como la elipse de deformación y el ángulo de cizalla para uno de ellos. La Fig.2-19 muestra diversos intervalos en una deformación progresiva. El incremento de deformación entre cada dibujo es el mismo y es, por tanto, igual al que hay entre el instante t_0 y el t_1 . En la Fig.2-20 se ha representado la elipse de deformación finita en cada uno de los nueve instantes a lo largo del proceso deformativo, t_1 a t_9 , y la circunferencia inicial, en t_0 . La elipse de deformación incremental es la misma para todos los incrementos y es igual a la del instante t_1 .

Para los demás intervalos, la elipse incremental no se ha dibujado.

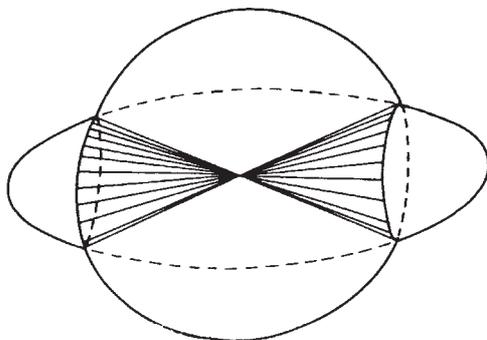


Figura 2-22- Líneas sin deformación longitudinal finita

La relación entre la deformación finita e infinitesimal puede apreciarse en la Fig.2-21. La circunferencia original se ha representado a trazos en cada dibujo. Allí donde la circunferencia y la elipse de deformación se intersectan, definen un par de líneas que no han sufrido deformación longitudinal: su longitud es la misma antes y después de la deformación. Puede hablarse, por tanto, de **líneas sin deformación**

longitudinal, finita o infinitesimal. Las primeras son las que tienen la misma longitud antes y después de la deformación y las últimas las que no han modificado su longitud en un incremento concreto de deformación infinitesimal. Las líneas sin deformación longitudinal separan dos campos en cada caso: el campo del acortamiento (en blanco), en el cual todas las líneas se han acortado, aunque unas más que otras, y el campo del alargamiento o estiramiento (en gris), en el que todas se han alargado. Las líneas sin deformación finita para una deformación en tres dimensiones pueden apreciarse en la Fig.2-22.

La deformación interna puede clasificarse de acuerdo con la forma del elipsoide de deformación. Se utiliza para ello un gráfico y un parámetro propuestos por Flinn en 1956. El gráfico consiste en dos ejes de coordenadas. En el de ordenadas se representa la relación:

$a = S_x / S_y$, y en el de abscisas $b = S_y / S_z$, es decir, las relaciones entre el eje mayor e intermedio y entre el intermedio y menor respectivamente. El parámetro, denominado K, se define como:

$K = (a - 1) / (b - 1)$. De acuerdo con su valor, se definen 5 tipos de elipsoides:

Tipo 1: $K = 0$. Son elipsoides llamados oblatos. Son elipsoides de revolución, con los dos ejes mayores iguales: $X = Y > Z$. Su forma es, por tanto, parecida a la de una galleta, hogaza o panqueque y en el gráfico de Flinn vienen representados por puntos sobre el eje de abscisas.

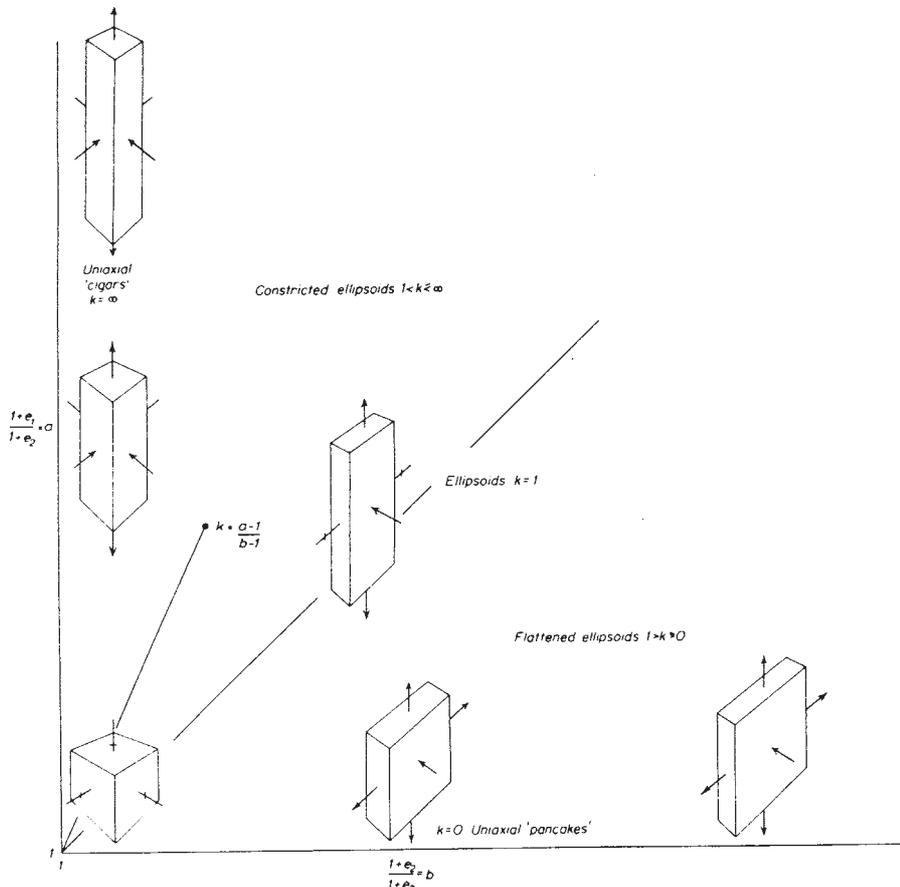


Figura 2-23- Gráfico de Flinn.

Tipo 2: $1 > K > 0$. Se denominan aplastados y se representan en el área entre el eje de abscisas y la bisectriz de los ejes de coordenadas.

Tipo 3: $K = 1$. Se llaman intermedios y se representan a lo largo de la bisectriz del gráfico. En ellos, $X/Y = Y/Z$. Cuando no se ha producido pérdida de volumen durante la deformación, estos elipsoides representan una deformación de tipo “plane strain”. En efecto, si no ha habido dilatación, $S_x \cdot S_y \cdot S_z = 1$, pues las longitudes iniciales de esas líneas eran la unidad y definían un cubo de lado unidad cuyo volumen, igual a una unidad cúbica, no ha cambiado. Si la deformación fue de tipo “plane strain”, $S_y = 1$ y la ecuación primera se simplifica: $S_x \cdot S_z = 1$. Sustituyendo en la fórmula de K y operando:

$$K = [(S_x / S_y) - 1] / [(S_y / S_z) - 1] = [(S_x \cdot S_z) - (S_z)] / [1 - S_z] = 1.$$

Tipo 4: $\infty > K > 1$. Se denominan alargados o constrictionales y se representan entre la bisectriz y el eje de ordenadas.

Tipo 5: $K = \infty$. Se llaman prolatos. Son elipsoides de revolución, con los dos ejes menores iguales: $X > Y = Z$. Su forma es, por tanto, parecida a la de un cigarro puro y en el gráfico de Flinn vienen representados por puntos sobre el eje de ordenadas.

El **gráfico de Flinn** se muestra en la Fig.2-23. El origen de los dos ejes de coordenadas no es el cero sino el uno, y representa una deformación cero en la cual el elipsoide sería una esfera. En lugar de elipsoides se han dibujado paralelepípedos rectángulos, pudiendo el lector imaginarse el elipsoide inscrito en cada uno de ellos. Los 5 tipos de elipsoides que se definen a partir del parámetro K de Flinn se han representado en la Fig.2-24, junto con las líneas sin deformación

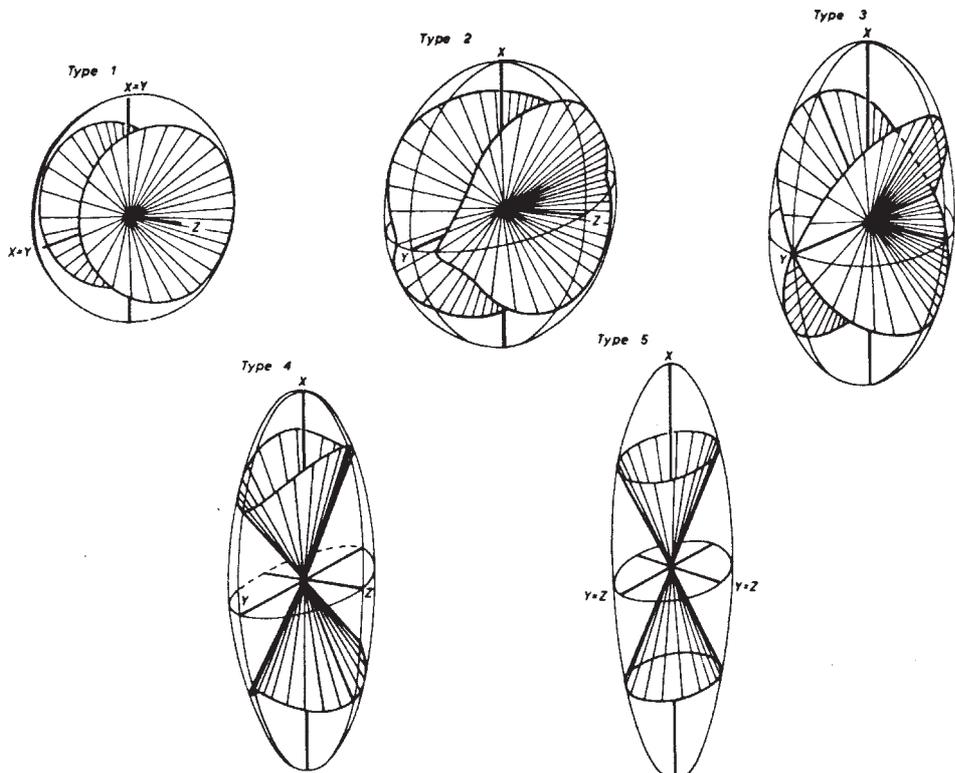


Figura 2-24- Los cinco tipos de elipsoide con las líneas sin deformación longitudinal finita.

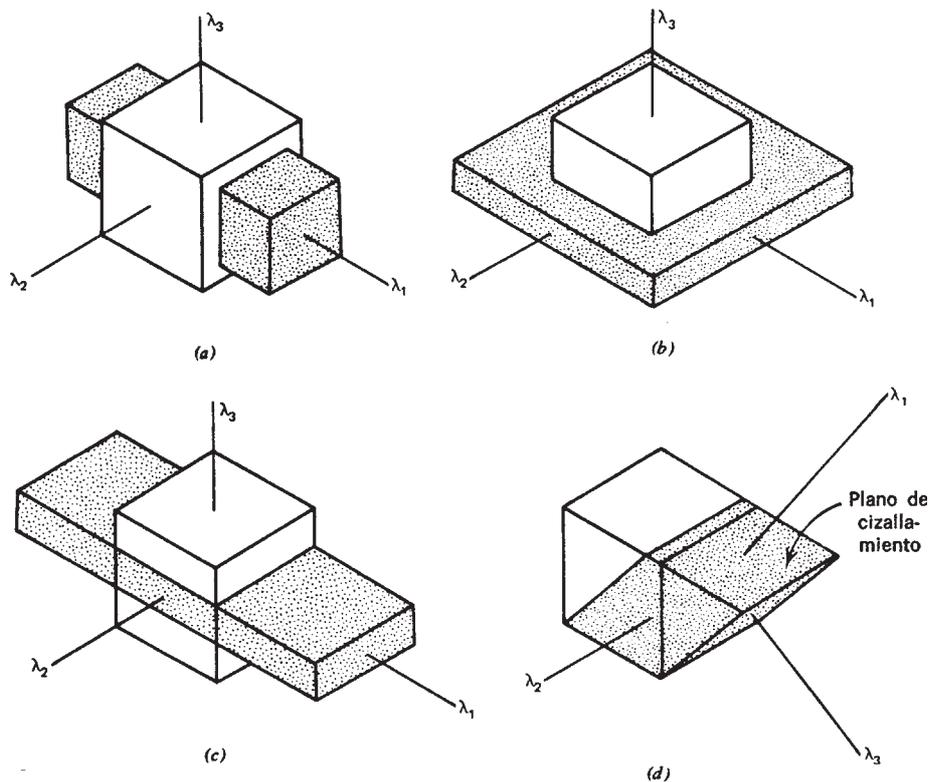


Figura 2-25- Tres casos de cizallamiento puro (a, b y c) y un cizallamiento simple (d). El estado inicial es el cubo blanco y el estado deformado es el paralelepípedo sombreado.

longitudinal finita en ellos y la superficie que las contiene. Obsérvese que esas superficies no siempre son cónicas, como en la Fig.2-22 y que en un caso, el de “*plane strain*” (tipo 3), son dos planos que coinciden con las secciones circulares del elipsoide.

2.3.-TIPOS ESPECIALES DE DEFORMACION INTERNA

Según que los ejes de la deformación giren o no en el transcurso de la misma, la deformación se clasifica en rotacional y no rotacional. Un ejemplo de **deformación no rotacional** es el de las Figs.2-19 y 2-20. En la última puede apreciarse que el eje mayor de la elipse finita, por ejemplo, tiene siempre la misma orientación a lo largo de la deformación progresiva. Obsérvese que las líneas de la cuadrícula sí giran en todos los incrementos (Fig.2-19). Los ejes de la deformación, en cambio, no giran y, además, son las únicas líneas que no lo hacen. **Deformación rotacional** puede darse si existe una distorsión y, además, una rotación rígida simultánea. Sin embargo, la rotación rígida no es imprescindible, como luego veremos, y existen deformaciones rotacionales que no la incluyen.

La deformación interna puede clasificarse también en dos tipos según que los ejes de la deformación permanezcan fijos o no a las mismas partículas materiales. Se define **deformación coaxial** como aquella en la que sí permanecen fijos y **deformación no coaxial** como aquella en la que no permanecen fijos. Para entender lo que esto significa, supongamos que en una roca que está sufriendo una deformación interna homogénea, existe un objeto pretectónico esférico, por

ejemplo, un nódulo o un oolito. Desde el primer incremento de deformación, el objeto se transforma en un elipsoide cuya forma es la del elipsoide de deformación. La línea más larga en él es paralela al eje X y la más corta al eje Z y ambas líneas coinciden con unas partículas materiales determinadas. Si a lo largo de los sucesivos incrementos, esas líneas materiales son siempre la más larga y más corta respectivamente, la deformación es coaxial, como en el ejemplo de las Figs.2-19 y 2-20. En caso contrario, la deformación es no coaxial.

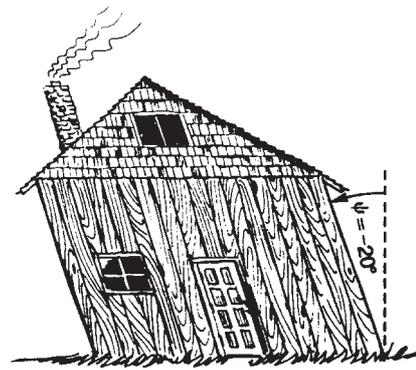


Figura 2-26- Cizallamiento simple de una cabaña. El ángulo de cizalla es de 20° .

Una deformación coaxial puede ser rotacional o no rotacional. En general, si una deformación coaxial es rotacional, se debe a que va acompañada de una rotación rígida. Una deformación no coaxial es, prácticamente siempre, rotacional, tanto si va acompañada de rotación rígida como si no. Cualquier distorsión puede obtenerse por una combinación de dos mecanismos que se denominan cizallamiento puro y cizallamiento simple y que vamos a describir con detalle.

El **cizallamiento puro** (“pure shear”) es una deformación coaxial y, en sí misma, no rotacional (aunque puede existir una rotación rígida simultánea). El término deriva de un estado particular de esfuerzo, que recibe el mismo nombre y que fue descrito en el capítulo anterior, que consiste en que el esfuerzo mayor es compresivo y el menor tensional y de la misma intensidad en valor absoluto, lo que provoca que los planos a 45° del esfuerzo mayor sólo sufran esfuerzos de cizalla. En deformación, el término tiene otro significado: es cualquier deformación que produzca distorsión sin pérdida de volumen y que sea coaxial. Se produce acortamiento al menos en una dirección principal y alargamiento al menos en otra, estando éstas direcciones siempre fijas a las mismas partículas materiales. La Fig.2-25 incluye tres tipos distintos de cizallamiento puro. En (a) hay acortamiento en dos direcciones principales y alargamiento en una, en (b) hay acortamiento en una dirección y alargamiento en dos y en (c) hay acortamiento en una y alargamiento en otra. Los elipsoides de deformación correspondientes serían prolato en (a), oblato en (b) e intermedio de tipo “plane strain” en (c). Obviamente, un **estado de esfuerzo de tipo cizallamiento puro**, con esfuerzos de la intensidad suficiente y mantenido constante a lo largo de la deformación, daría lugar a una **deformación de tipo cizallamiento puro**, pero éste no es el único caso posible: muchos otros estados de esfuerzo pueden dar lugar a una deformación de este tipo.

El **cizallamiento simple** (“simple shear”) es una deformación rotacional y no coaxial que transforma un cubo en un paralelepípedo no rectángulo como el mostrado en la Fig.2-25 (d). En una deformación de este tipo, todos los vectores desplazamiento son paralelos entre sí (ver Figs. 2-9 C y 2-10 C). La dirección de los vectores desplazamiento se denomina **dirección de cizallamiento**. De los tres ejes de la deformación, el eje intermedio Ψ (λ_2 en la Fig.2-25), no sufre elongación a lo largo del proceso deformativo. Es, por tanto, un caso de “plane strain”. El plano

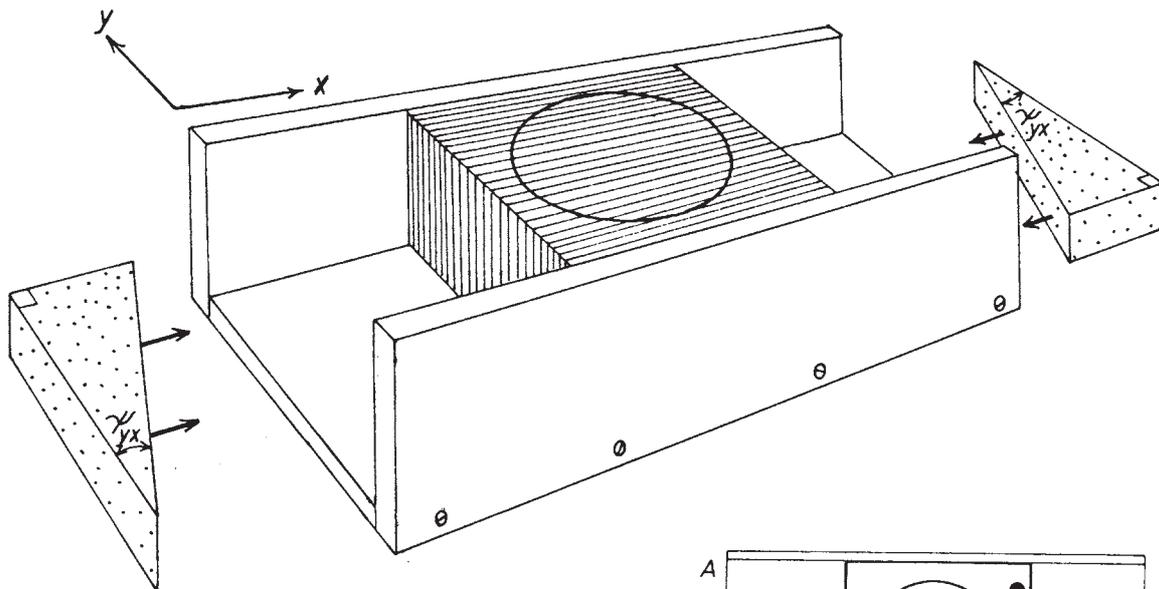
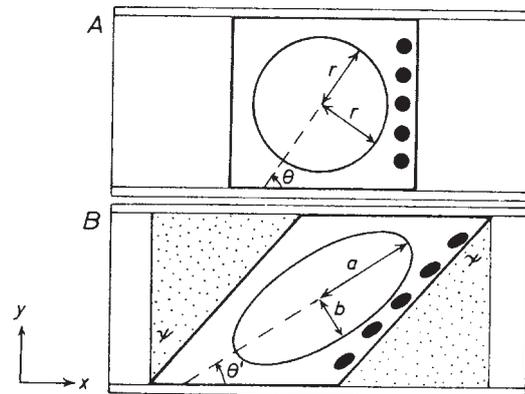
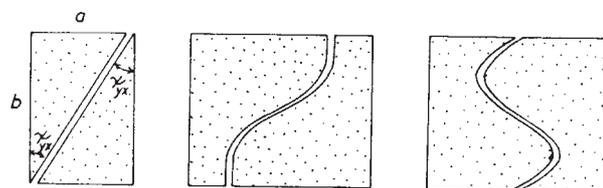


Figura 2-27- Simulación de un cizallamiento simple mediante un paquete de tarjetas. Las cuñas de madera se usan para inducir una deformación con un ángulo de cizalla determinado. A la derecha estados deformado e indeformado, en los que se puede apreciar la transformación de una circunferencia en la elipse de deformación. Debajo, distintas formas de cuña para inducir deformación homogénea (izda.) o heterogénea (centro y dcha.).



que contiene a la dirección de cizallamiento y al eje intermedio Y se denomina **plano de flujo del cizallamiento simple** o **plano de cizallamiento**. Sólo dos caras del paralelepípedo han girado, siendo el ángulo que han girado el ángulo de cizalla ψ (Fig.2-26).



Este mecanismo puede ser simulado por medio de un paquete de tarjetas contenidas dentro de una caja llamada caja de cizallamiento (Fig.2-27), que se deforman con la mano o con la ayuda de una cuñas. Las tarjetas representan los planos de flujo y al deslizar unas junto a otras se produce un cizallamiento simple. Dado que las tarjetas no sufren distorsión al deslizarse, el plano de flujo es un plano sin distorsión y, por tanto, todas las líneas contenidas en él son líneas sin deformación longitudinal, ni finita ni infinitesimal. Hay que señalar, no obstante, que las tarjetas proporcionan un modelo geométrico de un cizallamiento simple, pero no un modelo mecánico. En efecto, los cizallamientos simples naturales se producen por deformación dúctil y, por tanto, continua, mientras que las tarjetas, al resbalar unas junto a otras, producen una deformación discontinua. La deformación natural se modelaría mejor, desde el punto de vista mecánico, poniendo un cubo o paralelepípedo de arcilla o plastilina en la caja de la Fig.2-27 y, después, comprimiéndolo

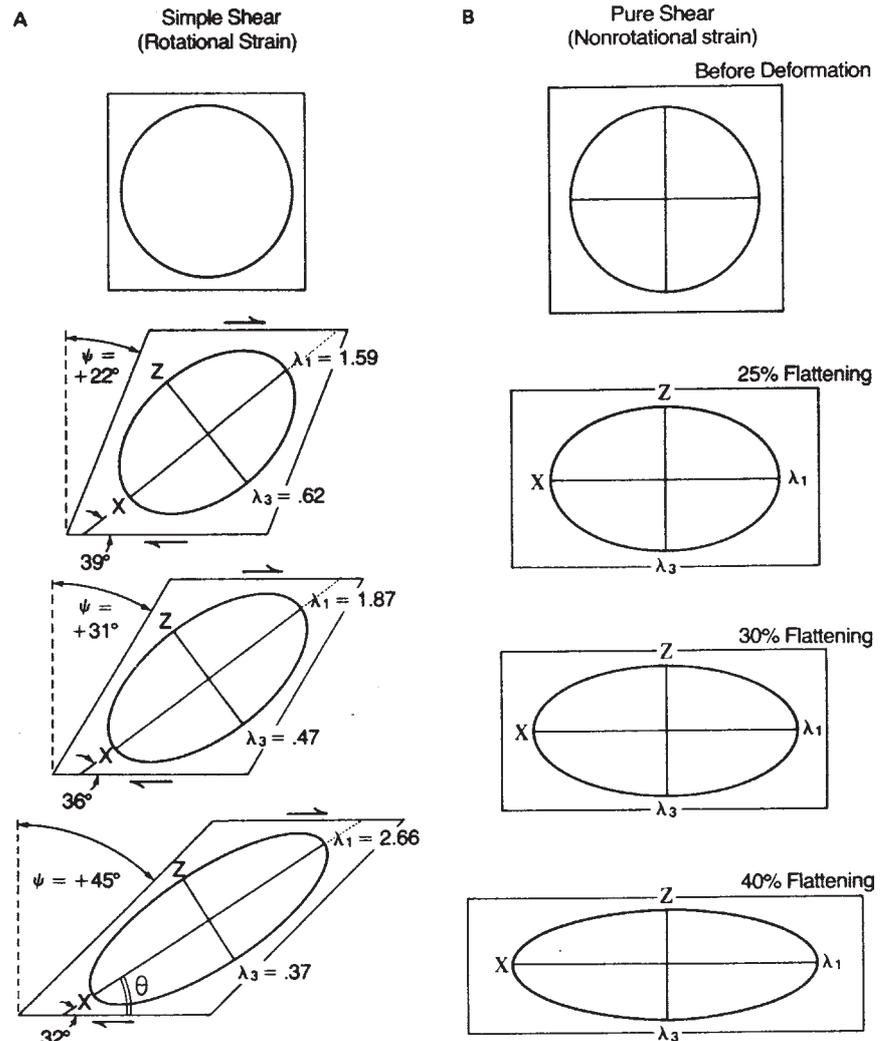
Figura 2-28-Cizallamiento simple (izda.) y cizallamiento puro (dcha.) progresivos representados en tres estadios sucesivos de la deformación. Obsérvese como en ambos casos la elipse de deformación se va haciendo cada vez más aplastada, con su eje X cada vez mayor y el eje Z cada vez más corto.

lateralmente con las cuñas o deslizando uno de los bordes de la caja hacia un lado en relación al otro. Hay cajas de cizallamiento que tienen acoplado un motor y pueden cizallar materiales dúctiles a una velocidad constante.

Cuando el cizallamiento simple es homogéneo, una esfera que estuviera inscrita dentro de las tarjetas se transformaría

en un elipsoide. Su eje intermedio, Y, tendría la dirección perpendicular a la dirección de cizallamiento y estaría contenido en el plano de cizallamiento. Una circunferencia contenida en el plano perpendicular al de flujo que contiene a la dirección de cizallamiento se transforma en una elipse, cuyos ejes mayor y menor son los ejes X y Z del elipsoide de deformación (Fig.2-27). Dado que el eje intermedio no sufre elongación a lo largo del proceso, los cizallamientos simples se suelen representar dibujando sólo el plano XZ. La deformación por cizallamiento simple puede ser heterogénea, para lo cual basta que el ángulo y cambie de unos puntos a otros. En el modelo con tarjetas, ésto puede imponerse utilizando para deformarlas cuñas de bordes no rectos, como dos de las representadas en la parte inferior de la Fig.2-27. Cuando la deformación es heterogénea, pequeñas circunferencias dibujadas en el estado indeformado darían elipses distintas en el deformado.

La Fig.2-28 muestra la diferencia entre un cizallamiento simple (izda.) y un cizallamiento puro (dcha.). En ambos casos se ha representado el plano XZ en el estado inicial, representado por un cuadrado y una circunferencia en su interior, y en tres estadios sucesivos. En el caso del



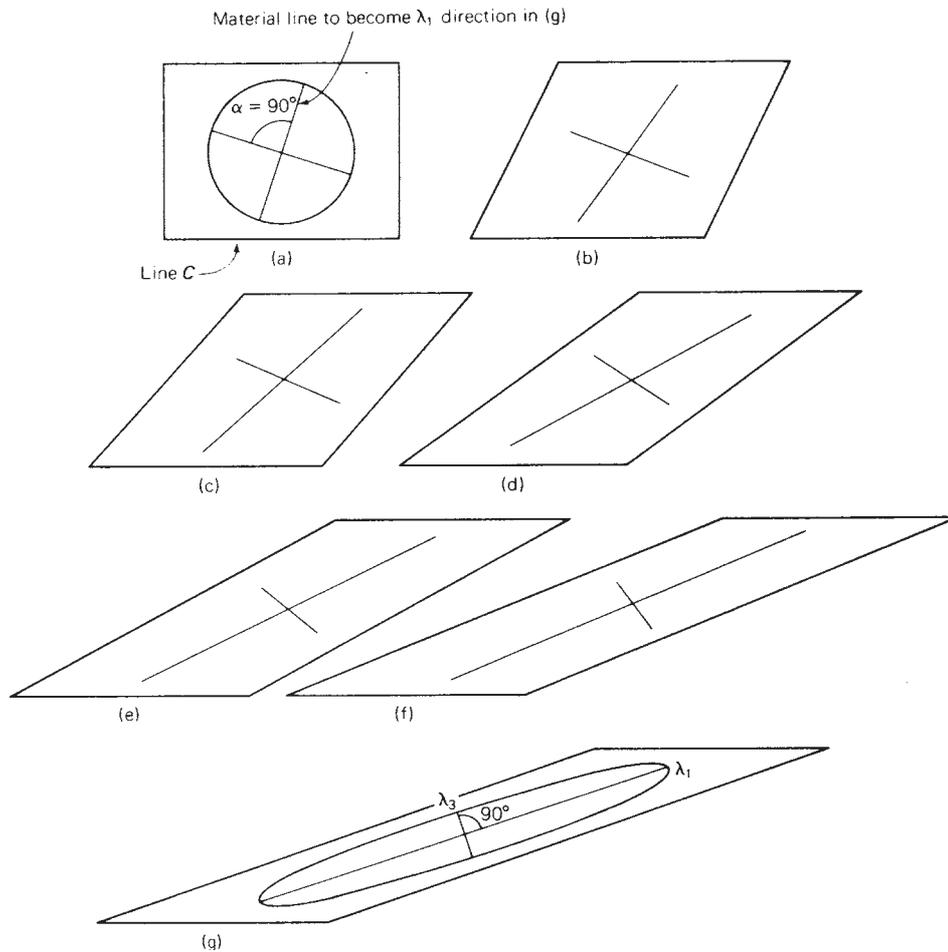


Figura 2-29- Seis estadios de un cizallamiento simple. Las líneas representan las posiciones sucesivas de las dos rectas perpendiculares entre sí inicialmente que van a coincidir con ejes de la deformación finita.

cizallamiento simple, se indica el ángulo de cizalla, ψ , y los valores de las elongaciones cuadráticas de los ejes de la deformación finita en cada caso. Para el cizallamiento simple, se ha representado el **aplastamiento** (“flattening”), que es la elongación del eje Z expresada como porcentaje.

Puede apreciarse a primera vista que el cizallamiento puro es coaxial y no rotacional, y que el cizallamiento simple es rotacional, pues el eje mayor de la elipse, p. ej., se va tumbando a medida que la deformación progresa. El ángulo que forma el eje X con el plano de flujo se denomina θ , y es, respectivamente, de 39° , 36° y 32° en la figura. Que el cizallamiento simple es no coaxial es algo menos evidente. Para apreciarlo, se ha dibujado en la Fig.2-28 la prolongación hacia arriba del eje X, hasta el borde superior del paralelogramo. Puede verse que después del primer incremento, el eje está muy cerca de la esquina superior derecha y que en los sucesivos incrementos se va alejando de ella. Es obvio que no siempre coincide con las mismas partículas materiales y, por tanto, la deformación es no coaxial.

La Fig.2-29 muestra 6 estadios sucesivos en una deformación por cizallamiento simple. Los ejes X y Z de la elipse de deformación se han dibujado en el estadio final (g) y son, por supuesto, perpendiculares entre sí. En los demás estadios se han representado esas mismas líneas

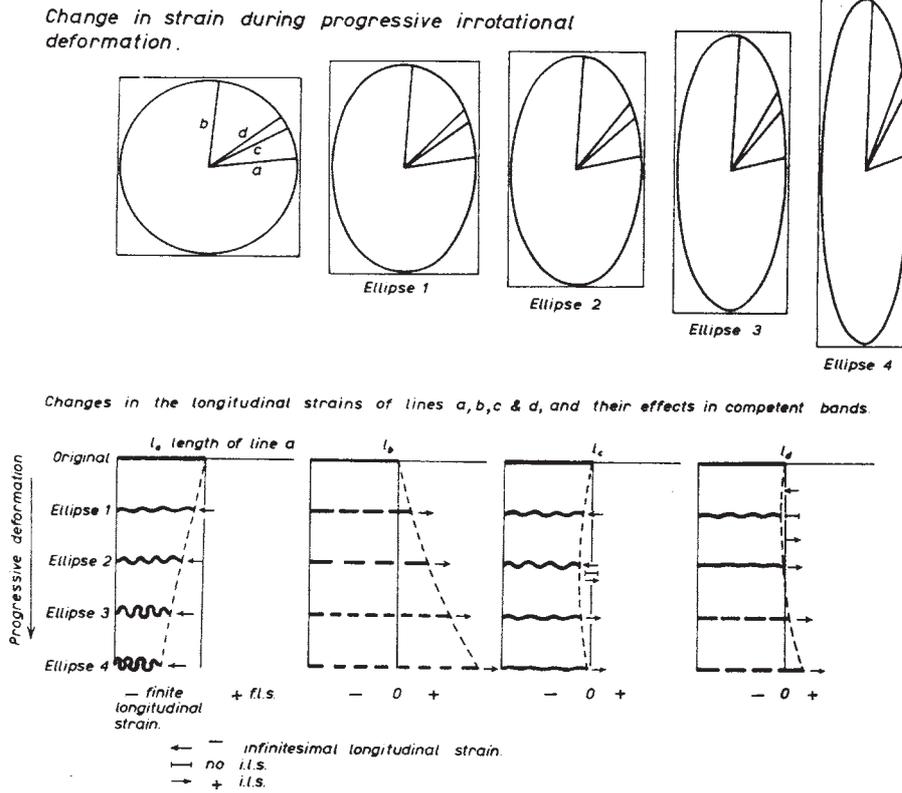


Figura 2-30- Cambio de longitud de cuatro líneas a lo largo de la deformación progresiva.

materiales, que no coinciden en ninguno de ellos con los ejes de la elipse finita para ese estadio y que, además, no son perpendiculares entre sí. Se han representado también esas líneas en el estado inicial, donde se ve que ahí sí eran perpendiculares. Esto es debido a que las líneas materiales que coinciden con los ejes de la deformación también eran perpendiculares entre sí antes de la deformación y, además, eran las únicas líneas perpendiculares antes que lo son también después, aunque por el camino hayan podido no serlo, lo que sucede cuando la deformación es no coaxial.

En principio, la elipse o el elipsoide de una deformación por cizallamiento puro no tiene por qué ser diferente de la de un cizallamiento simple y, aunque los elipsoides de cizallamiento simple son de tipo “plane strain”, los de cizallamiento puro pueden serlo también. Una deformación puede combinar los dos mecanismos de cizallamiento en distintas proporciones. Un objeto esférico deformado homogéneamente se transformaría en un elipsoide en todos los casos, siendo muy difícil saber si sólo actuó uno de los dos mecanismos o los dos y en qué proporción actuaron ambos.

Sin embargo, un estudio detallado de las estructuras de una región puede dar una idea del mecanismo predominante, debido a que no sólo cuenta la forma del elipsoide, sino que éste se puede subdividir internamente en una serie de zonas que indican diferentes historias de las líneas con orientaciones diferentes. En la Fig.2-30, arriba, se ha representado una deformación progresiva por cizallamiento puro y la posición y longitud de 4 líneas, a, b, c y d, en cuatro estadios de la deformación. Debajo se han dibujado 4 gráficos, uno para cada línea, con su historia a lo largo de

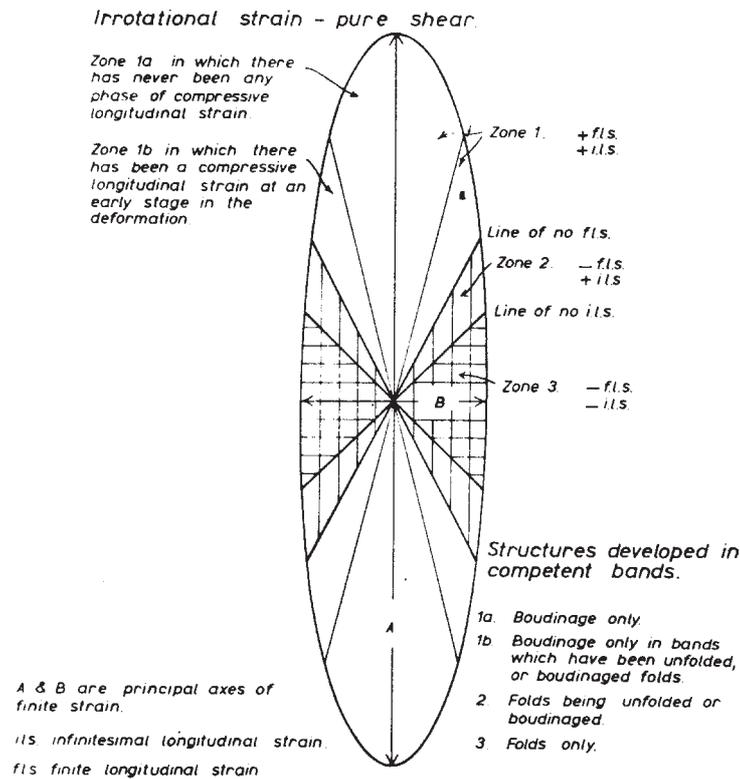


Figura 2-31- Subdivisión en zonas de la elipse de deformación finita en un cizallamiento puro.

los diferentes intervalos. Cuando una línea sufre acortamiento, puede tender a plegarse, y un estrato, filón o dique paralelo a ella lo hará si se dan determinadas condiciones que estudiaremos en un capítulo posterior. Si la línea sufre alargamiento, se estirará, y si se trata de un estrato, filón o dique con esa orientación, puede tender a romperse separándose en varios fragmentos en determinadas condiciones, dando lugar a una estructura llamada “*boudinage*”.

La línea a se ha acortado durante todo el proceso, mientras que la línea b se ha alargado continuamente. Sin embargo, las líneas c y d se acortaron al principio y se alargaron después y la línea c, en concreto, tiene la misma longitud al final y al principio. Es, por tanto, una línea sin deformación longitudinal finita (“*finite longitudinal strain*” ó $f.l.s. = 0$) y, además, dos líneas sin **deformación longitudinal infinitesimal** (*infinitesimal longitudinal strain* ó $i.l.s. = 0$) para cada incremento infinitesimal de deformación interna.

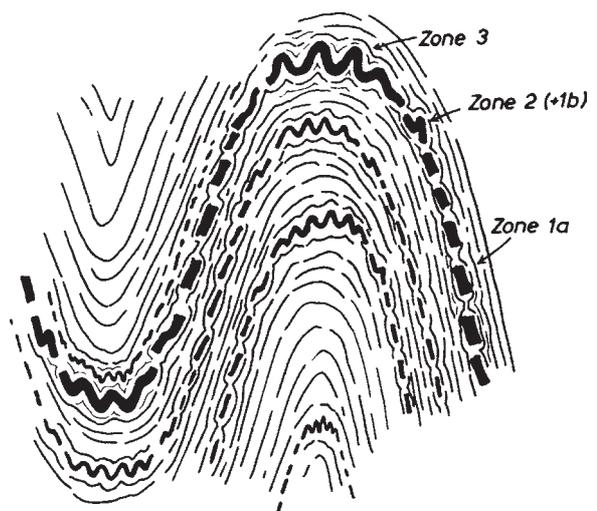


Figura 2-32-Estructuras menores en un par de pliegues, correspondientes a distintas zonas de la elipse de deformación finita.

Se subdivide la elipse en varias zonas escogiendo los tres pares de líneas siguientes: las que no tienen deformación longitudinal finita (f.l.s. = 0), las que no tuvieron deformación longitudinal infinitesimal (i.l.s. = 0) en el primer incremento de la deformación y las que no tuvieron deformación infinitesimal (i.l.s. = 0) en el último incremento. Las zonas obtenidas son las siguientes (Fig.2-31):

Zona 1: Todas las líneas se han alargado y, por tanto, la deformación finita es positiva (+f.l.s.) y la infinitesimal en el último incremento también (+i.l.s.). Sin embargo, las líneas con i.l.s. = 0 del primer incremento separan dos subzonas dentro de ella. En la **Subzona 1a** las líneas siempre se han alargado (+i.l.s.), como la línea b de la Fig.30. Por tanto, las capas o filones que tuvieron esa orientación sólo han podido sufrir fragmentación o boudinage. En las **Subzona 1b**, en cambio, las líneas se acortaron al principio, (-i.l.s.) aunque luego se alargaron tanto que su longitud final es mayor que la inicial. Sería el caso de la línea d de la Fig.2-30. Capas o filones con esa orientación han podido sufrir plegamiento al principio, pero luego éste puede haber sido desplegado e incluso pueden mostrar boudinage.

Zona 2: Está separada de la anterior por las líneas de f.l.s. = 0. Son, por tanto líneas más cortas de lo que eran al principio (-f.l.s.), pero al final se estaban alargando (+i.l.s.). Capas o filones con esa orientación pueden por tanto mostrar pliegues parcialmente desplegados o bien boudinados.

Zona 3: Está separada de la anterior por las líneas sin deformación longitudinal infinitesimal en el último incremento (i.l.s. = 0) y representa las líneas que siempre se han acortado (-i.l.s., -f.l.s.), como la línea a de la Fig.2-30. Las capas o filones con esa orientación mostrarán sólo pliegues.

Las distintas estructuras que pueden aparecer en las diferentes zonas han sido ilustradas como estructuras menores dentro de dos pliegues mayores en la Fig.32. En el caso ilustrado en la Fig.31, correspondiente a un cizallamiento puro, las líneas que separan zonas no coinciden nunca entre sí y las zonas se distribuyen simétricamente a ambos lados de los ejes de la deformación.

En un cizallamiento simple, en cambio, esto no sucede. Las líneas paralelas a la dirección de cizallamiento nunca sufren elongación y, por tanto, son a la vez líneas sin deformación infinitesimal en todos y cada uno de los incrementos (i.l.s. = 0) y líneas sin deformación finita (f.l.s. = 0). Por tanto, de las seis líneas que separaban zonas y subzonas, tres coinciden, con lo que la zonación de la elipse es asimétrica en relación con los ejes de la deformación (Fig.33). Además,

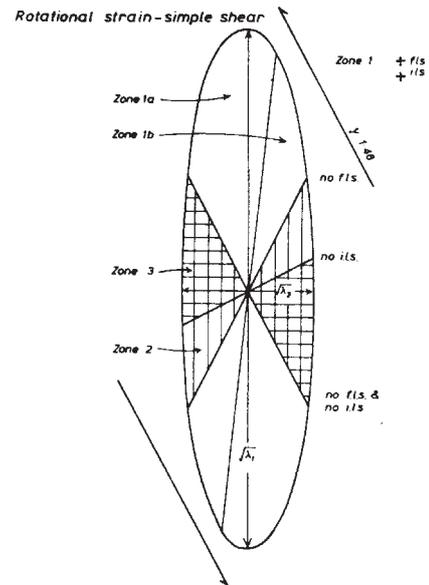


Figura 2-33-Subdivisión en zonas de la elipse de deformación finita en un cizallamiento simple. La dirección de cizallamiento está indicada por el par de flechas inclinadas.

las líneas paralelas a la dirección de cizallamiento separan la Zona 1a, donde siempre ha habido alargamiento, de la Zona 3, donde siempre ha habido acortamiento, sin una zona intermedia con líneas acortadas al principio y alargadas al final. Esta distribución asimétrica de las zonas permite diferenciar deformaciones por cizallamiento simple de otras por cizallamiento puro en áreas donde hay capas, diques o filones con muchas orientaciones distintas antes de la deformación.

REFERENCIAS

- BADOUX, H. (1963).- Les bélemnites tronçonées de Leytron (Valais). *Bull. Lab. Géol. Min. Géoph.* Ed. Musée Géol Univ. Lausanne, 138, 1-7.
- BEACH, A. (1979 a).- The analysis of deformed belemnites. *Journal of Structural Geology*, 1, 127-135.
- CASEY, M.; DIETERICH, D. & RAMSAY, J. G. (1983).- Methods for determining deformation history for chocolate tablet boudinage with fibrous crystals. *Tectonophysics* 92, 211-239.
- CLOOS, E. (1947 a).- Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. *Geological Society of America Bulletin* 58, 843-918.
- CLOSS, E. (1971).- *Microtectonics*. Ed. John Hopkins University (Baltimore) , 234 pp.
- CRESPI, J. M. (1986).- Some guidelines for practical application of Fry's method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 8, 799-808.
- CHOUKROUNE, P. (1971).- Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations synchronématiques dans les zones abritées. *Bull. Soc. Geol. France* 13, 257-271.
- DAVIS, G.H. (1984). *Structural Geology of rocks and regions*. Cap. 4.
- DE PAOR, D.G. (1980).- Some limitations of the technique of strain analysis. *Tectonophysics* 64, 29-31.
- DE PAOR, D.G. (1988 a).- *Rf/Øf* strain analysis using an orientation net. *Journal of Structural Geology*, 4, 323-334.
- DE PAOR, D.G. (1988 b).- Strain determination from three known stretches, an exact solution. *Journal of Structural Geology*, 6, 639-644.
- DE PAOR, D.G. (1990).- Determination of the strain ellipsoid from sectional data. *Journal of Structural Geology*, 12, 131-137.
- DIEZ-BALDA, M. A. (1983).- Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase de deformación hercínica en áreas meso y catazonales del Sur de la provincia de Salamanca. *Studia Geol. Salmanticensia* 18, 65-80.
- DUNNE, W. M., ONASCH, C. M. y WILLIAMS, W. C. (1990).- The problem of strain-marker center and the Fry method. *Journal of Structural Geology*, 12, 933-938.
- DUNNET, D. & SIDDANS, A. W. B. (1971).- Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics* 12, 307-325.
- DUNNET, D. (1969).- A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics* 7, 117-137.

- DURNEY, D.W. y RAMSAY, J.G. (1973).- Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. In: *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley & Sons (New York), p. 67-96.
- ELLIOT, D. (1970).- Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Am. Bul.* 81, 2221-2236.
- ELLIOT, D. (1972).- Deformation paths in structural Geology. *Geological Society of America Bulletin* 83, 2621-2638.
- ERSLEV, E. & GE, H. (1990).- Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. *Journal of Structural Geology*, 12, 1047-1060.
- ERSLEV, E. A. (1988).- Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. *Journal of Structural Geology*, 10, 201-209.
- FLINN, D. (1962).- On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. Lond* 118, 385-428.
- FLINN, D. (1978).- Construction and computation of three-dimensional progressive deformations. *Journal of the Geological Society London* 135, 291-305.
- FRY, N. (1979 a).- Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* 60, 89-105.
- FRY, N. (1979 b).- Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. *Journal of Structural Geology*, 1, 221-229.
- GROSHONG, R.H. Jr (1972).- Strain calculated from twinning in Calcite. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2025-2038.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1981).- *Geología Estructural*. Ed. Omega (Barcelona), 518 pp..
- HOSSACK, J. R. (1968).- Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (S Norway). *Tectonophysics* 5, 315-339.
- JAEGER, J. C. (1956).- *Elasticity, Fracture and Flow*. Ed. Methuen (London), 208 pp. (Ver p: 20-23).
- LACASSIN, R. & VAN DEN DRIESSCHE, J. (1983).- Finite strain determination of gneiss: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France). *Journal of Structural Geology*, 5, 245-253.
- LE THEOFF, B. (1979).- Non coaxial deformation of elliptical particles. *Tectonophysics* 53, 7-13.
- LISLE, R. J. (1977).- Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. Mijnbouw*. 56, 140-144.
- LISLE, R. J. (1979 b).- Strain analysis using deformed pebbles: the influence of initial pebble shape. *Tectonophysics* 60, 263-277.
- LISLE, R. J. (1985).- *Geological strain analysis. A Manual for the Rf/Ø technique*. Ed. Pergamon Press, Oxford. 99 pp.
- LISLE, R. J. (1989).- A simple construction for shear stress. *Journal of Structural Geology*, 11, 493-496.
- LISLE, R.J. & RAGAN, D.M. (1988).- Strain from three stretches -a simple Mohr circle solution. *J. Struct. Geol.* 10, 905-906.

- LISTER, G.S. y WILLIAMS, P.F. (1983).- The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92, 1-33.
- McKENZIE, D. (1979).- Finite deformation and fluid flow. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 58, 689-715.
- MEANS, W. D. (1979).- *Stress and strain.-Basic concepts of continuum mechanics for geologists*. Ed. Springer Verlag (Heidelberg), 339 pp. (Ver p: 130-139)
- MEANS, W. D. (1990).- Kinematics, stress, deformation and material behaviour. *Journal of Structural Geology*, 12, 953-971.
- MEANS, W. D. (1992).- How to do anything with Mohr circles (except fry an egg): A short course about tensors for structural geologists. *Geological Society of America Short Course Notes*, Boulder, CO.
- MEANS, W. D.; HOBBS, B. E.; LISTER, G. & WILLIAMS, P. F. (1980).- Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *Journal of Structural Geology*, 2, 371-378.
- MITRA, S. (1978).- Microscopic deformation mechanisms and flow laws in quartzites within the South Mountain anticline. *Jour. Geol.* 86, 129-152.
- NICOLAS, A. (1987).- *Principios de Tectónica*. Ed. Masson (Paris) 185 pp.
- OERTEL, G. (1983).- The relationship of strain and preferred orientation of phyllosilicate grains in rocks-A review. *Tectonophysics*, 100, 413-447.
- ONASCH, C.M. (1986).- Ability of the Fry method to characterize pressure-solution deformation. *Tectonophysics* 122, 187-193.
- PARK, R. G. (1983).- *Foundations of Structural Geology*. Ed Blackie & Son. Ltd. (Ver p: 37-40).
- PASSCHIER, C. W. (1990).- A Mohr circle construction to plot the stretch history of material lines. *Journal of Structural Geology*, 12, 513-51
- PIFFNER, O. A. y RAMSAY, J. G. (1982).- Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain states of naturally deformed rocks. *Jour. Geoph. Research.* 87, 311-321.
- RAGAN, D. M. (1987).- *Geología estructural. Introducción a las técnicas geométricas*. Ed. Omega, Barcelona. 207 pp. (Ver p: 39-49)
- RAGAN, D.M. (1987).- Strain from three measured stretches. *Journal of Structural Geology*, 9, 817-898.
- RAMBERG, H. (1975).- Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics* 28, 1-37.
- RAMSAY, J. G. y GRAHAM, R. H. (1970).- Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7, 786-813.
- RAMSAY, J. G. y HUBERT, M. I. (1983).- *The techniques of modern Structural Geology. Vol. 1, Strain analysis*. Ed. Academic Press (London), 307 pp. (Ver p: 1-13)
- RAMSAY, J. G. y WOOD, D.S. (1973).- The geometric effects of volume change during deformation processes, *Tectonophysics* 16, 263-277.
- RAMSAY, J. G. (1977).- *Plegamiento y fracturación de rocas*. Ed. Blume, (Madrid), 590 pp. (Ver p: 67-72).
- RAMSAY, J. G. (1980).- Shear zones geometry a review. *Journal of Structural Geology*, 2, 83-89.
- RAMSAY, J.G. (1976).- Displacement and strain. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 283, 3-25.

- RODGER, G. H. (1977).- Adaptation of polygonal strain marker. *Tectonophysics* 43, 1-10.
- SANDERSON, D. J. & MENEILLY, A. W. (1981).- Analysis of three-dimensional strain modified uniform distributions: andalusite fabrics from a granite aureole. *Journal of Structural Geology*, 3, 109-116.
- SIDDANS, A. W. B. (1980).- Analysis of three-dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonophysics* 64, 1-16.
- SIMPSON, C. (1988).- Analysis of two-dimensional finite strain, En, MARSHACK, S. y MITRA, G., eds., *Basic methods of structural geology*, 333-359. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- STRINGER, P. & TREAGUS, J.E. (1980).- Non coaxial planar S1 cleavage in the Hawick Rocks of the Cialloway area, Southern Uplands, Scotland. *Journal of Structural Geology*, 2, 317-331.
- SUPPE, J. (1985).- *Principles of Structural Geology*. Ed. Englewood Cliffs (New Jersey), 537 pp. (Ver p: 79-104).
- TALBOT, C. J. (1970).- The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins. *Tectonophysics* 9, 47-76.
- TAN, B.K. (1973).- Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. *Tectonophysics* 6, 89-101.
- THAKUR, V. C. (1972).- Computation of the values of the finite strains in the Morale region, Ticino, Switzerland, using stretched tourmaline crystals. *Geol. Mag.* 109, 445-450.
- TREAGUS, S.H. (1986).- Some applications of the Mohr diagram for three dimensional strain. *Journal of Structural Geology*, 8, 819-830.
- TREAGUS, S.H. (1990).- The Mohr diagram for three-dimensional reciprocal stretch vs rotation. *Journal of Structural Geology*, 12, 383-396.
- TRUESDELL, L. & TOUPIN, R. A. (1960).- The classical field theories. In: *The Encyclopaedia of physics*. Ed. Springer-Verlag (Berlin), 226-309.
- TWISS, R.J. y MOORES, E.M. (1992).- *Structural geology*. Freeman & Co. 532 pp.
- VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- *Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics*. McGraw-Hill. 495 pp.
- WHITE, S. H. & WILSON, C. J. L. (1978).- Microstructure of some quartz pressure fringes. *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Palaeont.* 134, 33-51.
- WICKHAM, J. S. (1973).- An estimate of strain increments in a naturally deformed carbonate rock. *Am. Jour. Sci.* 273, 23-47.

La deformación en la WWW

Estas son algunas direcciones en las que se pueden encontrar aspectos relacionados con el tema tratado:

Programas y documentación acerca del método de Fry (1979) para cuantificar la deformación.
Por Laurent Aillères y Michel Champenois

<http://www.earth.monash.edu.au/~laurent/jsg.html>

Centre for Deformation Studies in the Earth Sciences

<http://craton.geol.BrockU.CA/guest/jurgen/centre.htm>