



**Universidad Tecnológica Nacional**  
**Facultad Regional Rosario**  
Departamento de Ingeniería Civil.

Geología Aplicada a la Ingeniería Civil y al Medio Ambiente

**Unidad Temática 3**

**DEFORMACIÓN DE LA MASA ROCOSA**

**2º Año - Ingeniería Civil**

Docentes:  
*Ing. Claudio Giordani*  
*Ing. Gustavo Lanzone*

---

## INTRODUCCION.

El ***Diastrofismo (o Tectonismo)***, es un término que involucra a todos los movimientos de las partes sólidas de la tierra de los que resultan desplazamiento (fallamiento) o deformación de la roca (plegamiento), todos estos movimientos son debidos a las presiones internas.

Entre las evidencias que demuestran la actuación de fuerzas enormes dentro de la tierra se cuentan los miles de kilómetros de estratos que están doblados, plegados, volcados y a veces muy fracturados. A una escala menor, durante los grandes terremotos, la corteza se mueve unos pocos metros a lo largo de las fallas. Además, la expansión y la extensión de la corteza producen depresiones alargadas y en los largos intervalos de tiempo geológico crean las cuencas oceánicas.

## ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS.-

Todas las masas de roca tienen algunas características o aspectos que constituyen su estructura. El estudio de las disposiciones y significación de éstas, constituye el campo de la geología, llamado *geología estructural*.

Las *estructuras geológicas* están relacionadas con todos los accidentes tectónicos de la masa rocosa, estas son formadas por movimientos epirogénicos y movimientos orogénicos.

Estructura es la forma en la que han sido depositadas las rocas, es decir, como están colocadas. Nos ayudan a determinar el método y costo de excavación como material de préstamo ya sea para una carretera o vía férrea, la excavación de un túnel y la ubicación de posos de agua subterránea.

## TIPO DE ESTRUCTURAS

***Estructura primaria:*** A través de esta estructura, la roca es depositada horizontalmente y no son afectadas por los movimientos epirogénicos y orogénicos. Las estructuras primarias de mayor importancia son:

*Estratificación.* La naturaleza estructural más común y prominente de los sedimentos, es la disposición en capas llamada estratificación o colocación en lechos. Los lechos, capas o estratos, pueden diferir en el tamaño de los granos, en la disposición o arreglo de éstos en el color, en la constitución mineralógica, o en la combinación de estos elementos. Los depósitos más uniformes y más extensos, son los de los mares; los depósitos procedentes de lagos, corrientes y viento, son menos uniformes y en general menos extensos. Es frecuente que haya una graduación, desde sedimento de partículas gruesas, cerca de la orilla (aguas poco profundas) a depósitos de sedimentos de partículas finas, lejos de la orilla (aguas profundas).

*Laminación y laminación transversal.* Dentro de los lechos o capas, puede haber unidades de menos de un cuarto de pulgada de espesor que se llaman láminas; un depósito que presente láminas se dice que es laminado. Las láminas pueden ser paralelas a los planos de las capas de sedimentación, o formar un cierto ángulo con dichos planos. En este último caso, se dice que el sedimento presenta laminación transversal.

*Ondulación.* La ondulación es familiar par quien haya visto alguna vez un área cubierta de arena. Esta ondulación puede deberse al viento, a las corrientes de agua, o las olas.

---

*Grietas primarias.* Las contracciones debidas a pérdidas de agua, compactación y asentamientos, aterronado y otras causas menos comunes, dan lugar a grietas en los sedimentos no consolidados y parcialmente consolidados. Es característico que estas grietas sean cortas, irregulares y discontinuas.

**Estructura secundaria.** Se han formado después de la consolidación de la masa rocosa por las fuerzas de los movimientos epirogénicos y orogénicos a través de los cuales la roca se ha ondulado y deformado. Son de este tipo de estructura los pliegues, fracturas o fallas, fisuras, etc.

Los resultados de la actividad tectónica son impresionantes en los principales cinturones montañosos de la Tierra, donde pueden encontrarse rocas que contienen fósiles de organismos marinos miles de metros por encima del nivel del mar actual y las unidades rocosas están intensamente plegadas, como si fueran de masilla. Incluso en los interiores estables de los continentes, las rocas revelan una historia de deformación que muestra que han aflorado de niveles mucho más profundos de la corteza.

Los geólogos estructurales estudian la arquitectura de la corteza terrestre y cómo adquirió este aspecto en la medida en que fue consecuencia de la deformación. Estudiando la orientación de los pliegues y las fallas, así como los rasgos a pequeña escala de las rocas deformadas. Los geólogos estructurales pueden determinar a menudo el ambiente geológico original, y la naturaleza de las fuerzas que produjeron esas estructuras rocosas. De este modo se están descifrando los complejos acontecimientos que constituyen la historia geológica.

La comprensión de las estructuras tectónicas no es sólo importante para descifrar la historia de la Tierra. Sino que es también básica para nuestro bienestar económico. Por ejemplo, la mayor parte de los yacimientos donde aparecen petróleo y gas natural está asociada con estructuras geológicas que atrapan esos fluidos en valiosos. Además, las fracturas rocosas son el lugar donde se producen las mineralizaciones hidrotermales, lo cual significa que pueden ser fuentes importantes de menas metálicas. Además, cuando se seleccionan las zonas de ubicación de proyectos de construcción importantes, como los puentes, las centrales hidroeléctricas y las centrales de energía nuclear, debe considerarse la orientación de las superficies de fractura, que representan zonas de debilidad de las rocas. En resumen, un conocimiento de estructuras es esencial para nuestra forma de vida actual.

### DEFORMACION DE LA CORTEZA TERRESTRE

Cualquier cuerpo de roca, con independencia de su dureza, tiene un punto en el que se fracturará o fluirá. La deformación (de = fuera; forma = forma) es un término general que se refiere a todos los cambios de tamaño, forma, orientación o posición de una masa rocosa. La mayor parte de la deformación de la corteza tiene lugar a lo largo de los *márgenes de las placas*. Los movimientos de las placas y las interacciones a lo largo de los límites de placas generan las fuerzas tectónicas que provocan la deformación de las unidades de roca.

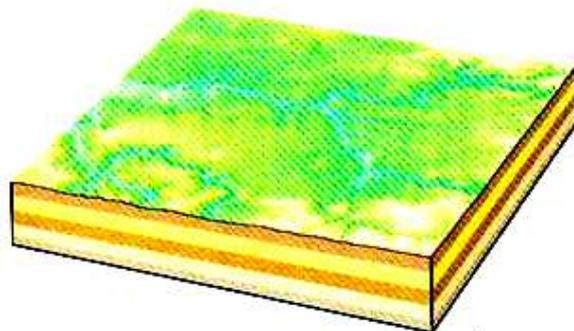
#### **Fuerza y esfuerzo**

La fuerza es lo que tiende a poner en movimiento los objetos estacionarios o a modificar los movimientos de los cuerpos que se mueven. De la experiencia cotidiana sabemos que si una puerta está atascada (estacionaria), aplicamos fuerza para abrirla (ponerla en movimiento).

Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos estructurales utilizan el término esfuerzo, que es la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada. La magnitud del esfuerzo no es simplemente una función de la cantidad de fuerza aplicada, sino que también está relacionada con el área sobre la que la fuerza actúa. Por ejemplo, si una persona anda descalza sobre una superficie dura, la fuerza (peso) de su cuerpo se distribuye por todo el pie, de modo que el esfuerzo que actúa en cualquier punto de su pie es pequeño. Sin embargo, si esa persona pisa una pequeña roca puntiaguda, la concentración de esfuerzos en un punto de su pie será elevada. Por tanto, puede pensarse en el esfuerzo como una medida de cuán concentrada está la fuerza, el esfuerzo puede aplicarse de manera uniforme en todas las direcciones (*presión de confinamiento*) o de manera no uniforme (*esfuerzo diferencial*).

***Tipos de esfuerzo***

Cuando se aplica un esfuerzo en direcciones diferentes, se denomina esfuerzo diferencial. El esfuerzo diferencial que acorta un cuerpo rocoso se conoce como esfuerzo compresivo (com = junto; premere = presionar) Los esfuerzos compresivos asociados con las colisiones de las placas tienden a acortar engrosar la corteza terrestre, plegándose, fluyendo o fracturándose. Recordemos, de lo que hemos dicho de las rocas metamórficas, que el esfuerzo compresivo se concentra más en los puntos en los que los granos minerales están en contacto, provocando la migración de la materia mineral de las zonas de esfuerzo elevado a las zonas de esfuerzo bajo Como consecuencia, los granos minerales (y la unidad de roca) tienden a acortarse en dirección paralela al plano del máximo esfuerzo y a alargarse en dirección perpendicular a la de mayor esfuerzo.

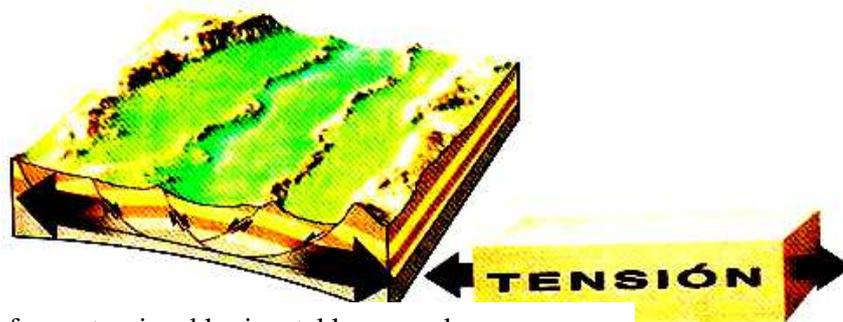


Estratos no deformados

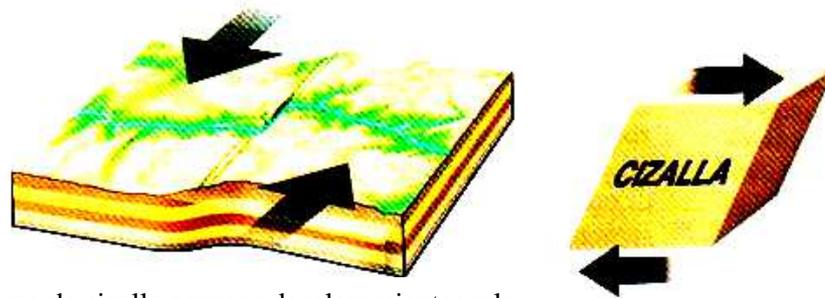


L esfuerzo compresional horizontal hace que las rocas se acorten horizontalmente y se engrosen verticalmente





El esfuerzo tensional horizontal hace que las rocas se alarguen horizontalmente y se adelgacen verticalmente



El esfuerzo de cizalla provoca desplazamientos a lo largo de las zonas de falla.

### ***Deformación***

Quizá el tipo de deformación más fácil de imaginar ocurre a lo largo de las superficies de las fallas pequeñas, donde el esfuerzo diferencial hace que las rocas se muevan unas en relación con otras, de tal manera que su tamaño y su forma originales se conservan. El esfuerzo también puede provocar un cambio irreversible en la forma y el tamaño del cuerpo rocoso, denominado *deformación*.

Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan que su propia resistencia, empiezan a deformarse, normalmente plegándose, fluyendo o fracturándose.

Los geólogos descubrieron que cuando se aplica gradualmente un esfuerzo, las rocas responden primero deformándose elásticamente. Los cambios resultantes de la deformación elástica son recuperables: es decir, igual que ocurre con una cinta de goma. La roca volverá prácticamente a su tamaño y forma originales cuando cese el esfuerzo. Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia) de una roca, ésta fluye (deformación dúctil) o se fractura (deformación frágil). Los factores que influyen en la resistencia de una roca y, por tanto, en cómo esta se va a deformar son la temperatura, la presión de confinamiento, el tipo de roca, la disponibilidad de fluidos y el tiempo.

Las rocas próximas a la superficie, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son bajas, tienden a comportarse como un sólido frágil y se fracturan cuando se supera su resistencia.

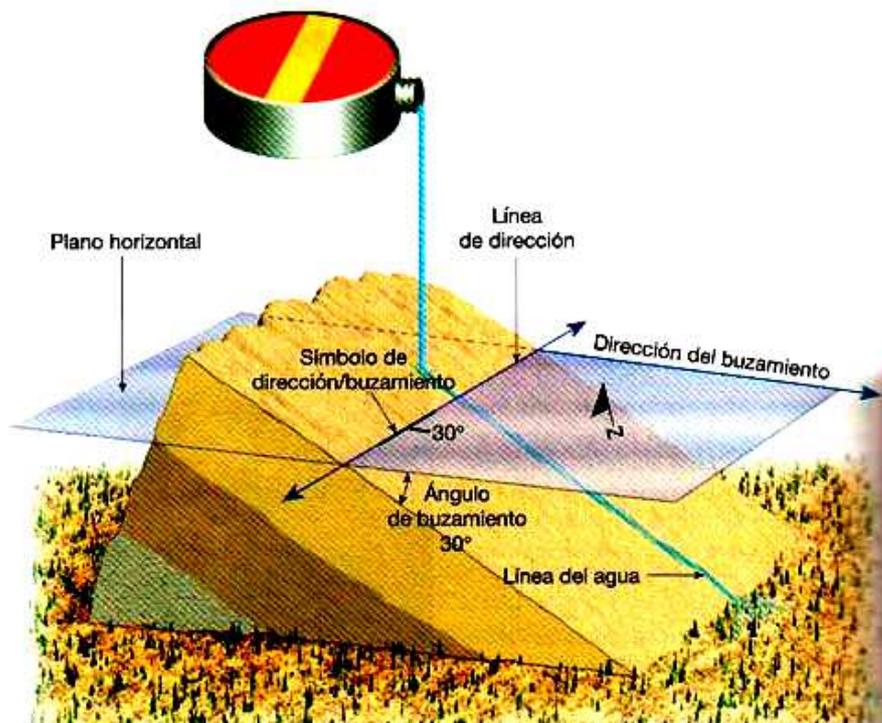
Este tipo de deformación se llama *deformación frágil*. De nuestra experiencia cotidiana, sabemos que los objetos de vidrio, los lápices de madera, las bandejas de porcelana e incluso nuestros huesos exhiben fracturas frágiles una vez se supera su resistencia. Por el contrario, en la profundidad, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, las rocas exhiben un comportamiento dúctil. La *deformación dúctil* es un tipo de flujo en estado sólido que produce un cambio en el tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo. Los objetos normales que muestran un comportamiento dúctil son la arcilla de modelar, la cera de las abejas, el caramelo y la mayoría de los metales. Las rocas que muestran signos de flujo dúctil normalmente se deformaron a una gran profundidad y exhiben pliegues que dan la impresión de que la resistencia de la roca era parecida a la de la masilla blanda.

Además del ambiente físico, la composición mineral y la textura de las rocas influye mucho en cómo éstas se van a deformar. Por ejemplo, las rocas cristalinas compuestas por minerales con enlaces moleculares internos fuertes tienden a fracturarse. Por el contrario, las rocas sedimentarias débilmente cementadas o las rocas metamórficas que contienen zonas de debilidad como la foliación, son más susceptibles de experimentar deformación dúctil

### **Dirección y buzamiento**

Los geólogos utilizan dos medidas denominadas dirección (rumbo) y buzamiento (inclinación) para ayudar a determinar la orientación de un estrato rocoso o de una superficie de falla. Conociendo la dirección y el buzamiento de las rocas en la superficie, los geólogos pueden predecir la naturaleza y la estructura de unidades rocosas y las fallas que están ocultas debajo la superficie fuera del alcance de nuestra vista.

La **dirección** es el ángulo entre el norte magnético y una línea obtenida mediante la intersección de un estrato inclinado, o falla, con un plano horizontal. La *dirección*, o *rumbo*, se suele expresar como un valor de un ángulo en relación con el norte. Por (N 10° E) significa que la línea de dirección se dirige al este desde el norte. La dirección del estrato ilustrada en la figura es de aproximadamente norte 75° este. (N 75° E).



El **buzamiento** es el ángulo de inclinación de plano geológico, como por ejemplo una falla, medida desde un plano horizontal. El buzamiento incluye el valor del ángulo de inclinación como la dirección hacia la cual la roca está inclinada. En la Figura, el ángulo de buzamiento del estrato rocoso es de  $30^\circ$ . Una manera de visualizar el buzamiento es imaginar que el agua descenderá siempre por la superficie rocosa según una línea paralela al buzamiento.

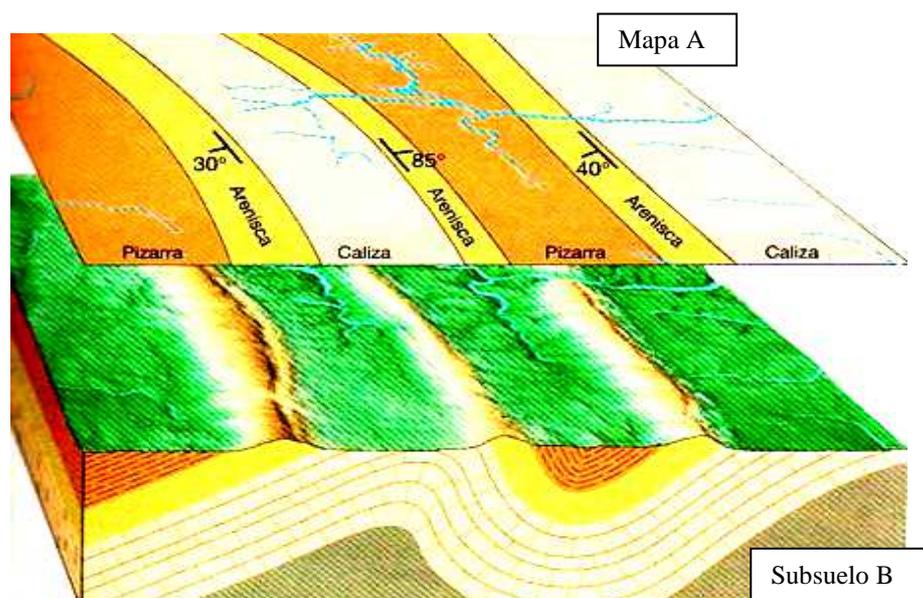
### Movimientos orogénicos.

Son causados por la actividad volcánica y movimientos sísmicos (terremotos), el tipo de esfuerzo es compresión horizontal de desplazamiento considerable, se caracteriza por deformación en la roca. La orogénesis es la formación o rejuvenecimiento de montañas y cordilleras causada por la deformación compresiva de regiones más o menos extensas de litosfera continental.

### PLIEGUES

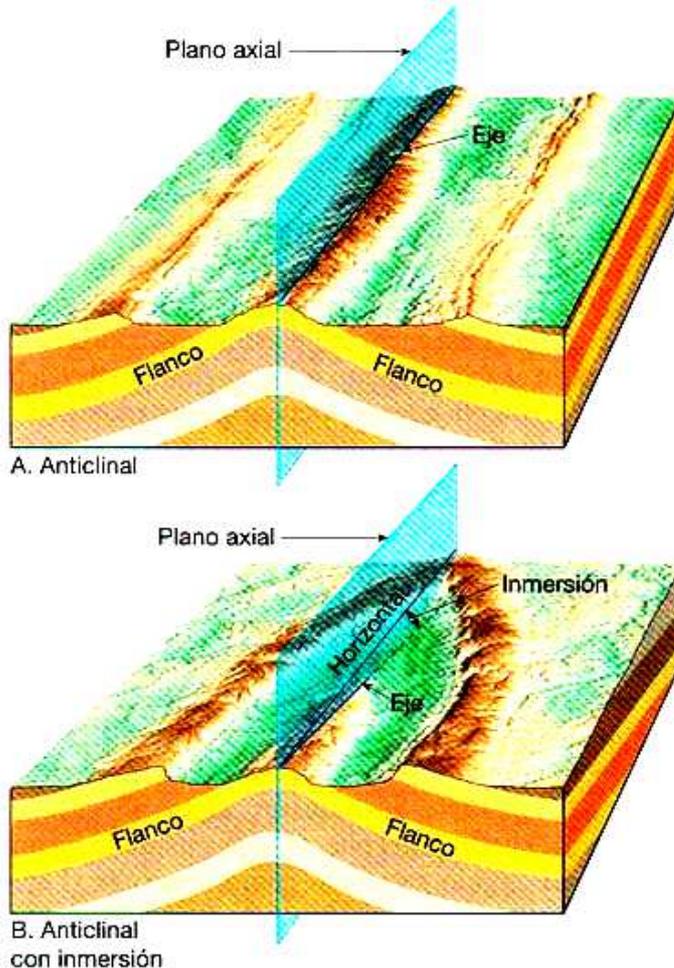
Durante la *formación de las montañas, las rocas sedimentarias y volcánicas* suelen doblarse en una serie de ondulaciones semejantes a ondas denominadas **pliegues**. Los pliegues de los *estratos sedimentarios* se parecen mucho a los que se formarían si se cogiera una hoja de papel por sus extremos y se fueran empujando uno hacia el otro. Son arrugas producidas en las rocas mientras se encuentran en su estado plástico; sus dimensiones van de centímetros a cientos de km.. Los pliegues se producen preferentemente en los bordes compresivos de las placas, es decir, en las zonas de subducción, y en general a importante profundidad. Muchas rocas que en la superficie terrestre se comportan frágilmente, pasan en la profundidad al comportamiento dúctil, plegándose frente a esfuerzos de compresión y cizalla, ya que la mayor presión y temperatura que existen en el subsuelo, favorecen la deformación plástica de las rocas. Para un tipo de roca dado el estudio de la geometría de los pliegues puede informarnos de modo aproximado sobre el mecanismo de formación y la profundidad a que se ha originado.

Estas rocas más antiguas se han alterado también sufriendo metamorfismo, razón por la cual los minerales como las micas crecen paralelos unos a otros y la roca tiende a dividirse fácilmente en láminas delgadas (esquistosidad). Al aumentar la distancia a la fuente de presión que produce el plegamiento los pliegues van muriendo tanto en la vertical como en la horizontal.



*Estableciendo la dirección y el buzamiento de los estratos sedimentarios que afloran en un mapa A, los geólogos pueden deducir la orientación de la estructura en el subsuelo B.*

### Partes principales de un pliegue



En el estudio de los pliegues es conveniente considerar un cierto número de elementos o partes principales. Son éstas, las **alas o flancos, el plano axial y el eje.**

Los costados o lados de los pliegues se llaman **alas (flancos).**

La *superficie axial*, llamada comúnmente **plano axial**, es la superficie que divide más aproximadamente al pliegue en forma simétrica a lo largo del mismo. Puede ser una superficie plana u ondulada y puede estar vertical o inclinada. Si el plano axial está inclinado, el pliegue es recostado y asimétrico.

La intersección del plano axial con la cresta o arista del pliegue, se llama **eje**. El eje puede ser horizontal o inclinado.

El ángulo de inclinación del eje de un pliegue con respecto a un plano horizontal se llama **declive del pliegue.**

### Tipos de pliegues

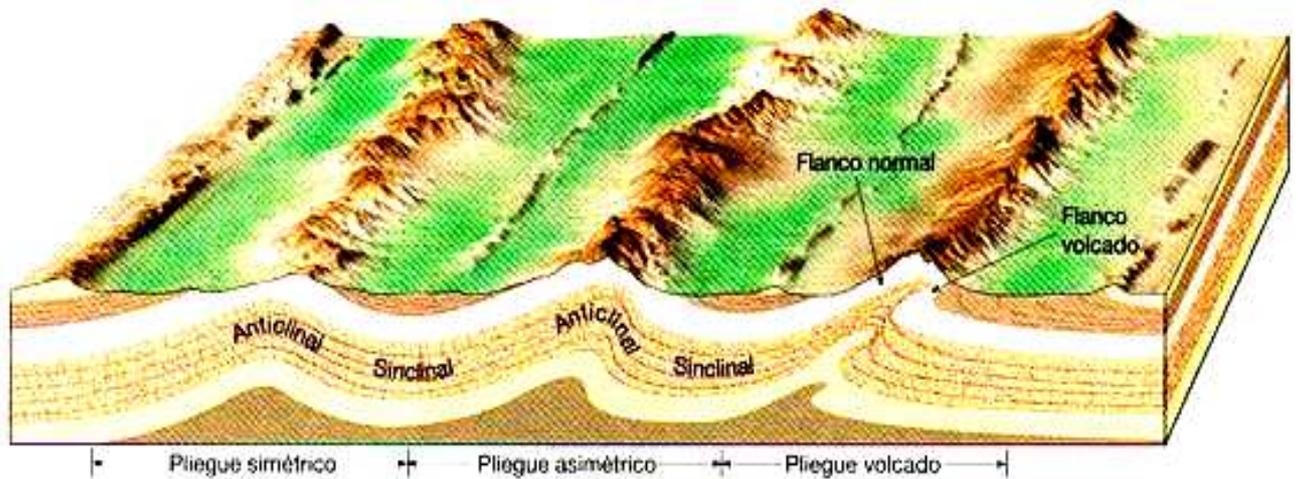
Los dos tipos de pliegues más comunes se denominan *anticlinales* y *sinclinales*. Un *anticlinal* se forma casi siempre por plegamiento convexo, o arqueamiento, de las capas de roca. Los anticlinales afloran, a veces de manera espectacular en los puntos donde las carreteras atraviesan estratos deformados. Asociados a menudo con los anticlinales, se encuentran los pliegues cóncavos, o surcos, denominados *sinclinales*. El flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.

Dependiendo de su orientación, estos pliegues básicos se describen como *simétricos*, cuando los flancos son imágenes espectaculares el uno del otro y como *asimétrico* cuando no lo son. Se dice que un *pliegue asimétrico está volcado o capotado* si uno de los flancos está inclinado más allá de la vertical. Un pliegue volcado puede también de manera que un plano que se extendiera a través del eje del pliegue sería en realidad horizontal. Esos pliegues tumbados (*recumbentes*) son comunes en algunas regiones montañosas como los Alpes.

## -DEFORMACIÓN DE LA MASA ROCOSA-

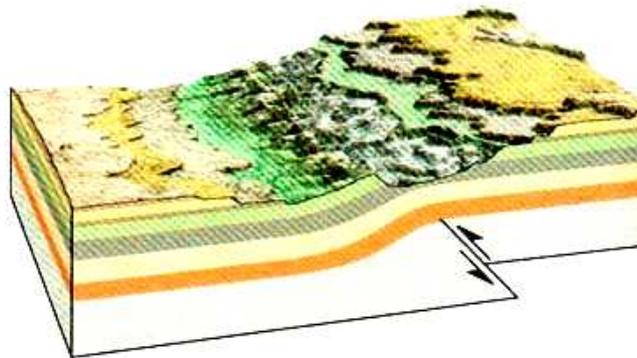
Unidad Temática 3 del Curso Geología Aplicada a la Ingeniería Civil y al Medio Ambiente

8



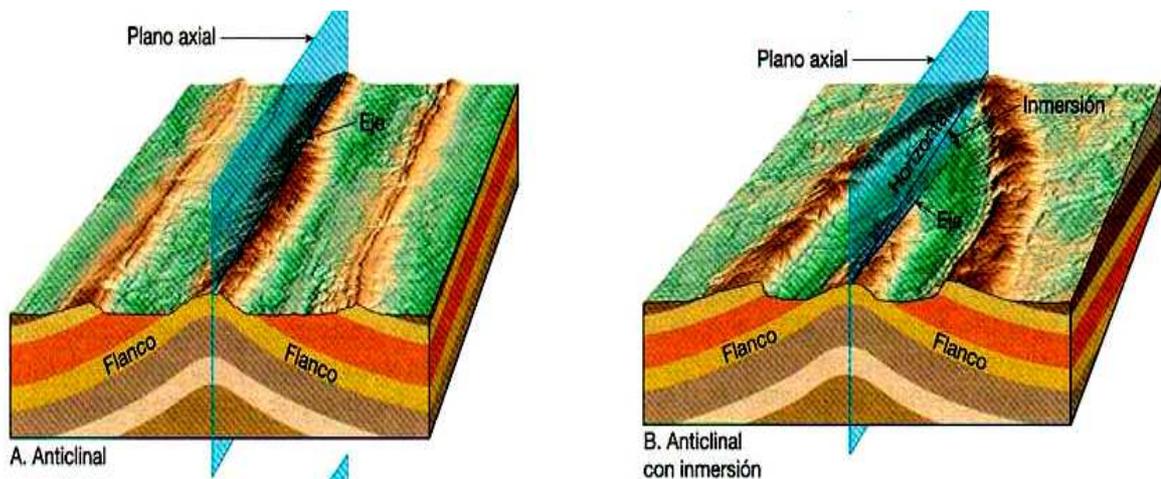
Los pliegues no se extienden indefinidamente; antes bien, sus extremos terminan de una manera muy parecida a corno lo hacen las arrugas en la ropa. Algunos pliegues tienen *inmersión*, porque el eje del pliegue penetra en el terreno

*Monoclinal* : consiste en estratos sedimentarios plegados que fueron deformados por una fractura del basamento. El cabalgamiento de este diagrama se denomina cabalgamiento ciego porque no alcanza la superficie.



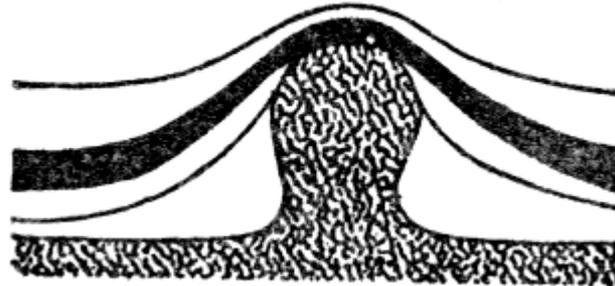
*Monoclinal*

*Pliegue recumbente*: es aquel cuyo plano axial es esencialmente horizontal.



*Esquemas idealizados que ilustran las características asociadas con pliegues simétricos. El eje del pliegue en A es horizontal, mientras que el eje del pliegue en B tiene inmersión.*

Un **diapiro** es una masa rocosa muy plástica, por ejemplo un domo salino, que por razón de empujes internos revienta los pliegues al ser comprimida y se extiende por encima de rocas estratigráficamente superiores.



*Pliegue diapírico*

### Movimientos epirogénicos

Son todas las fuerzas verticales las cuales producen fracturamientos de las rocas y afectan a una extensión considerable, pero no causan mucha deformación.

Se producen las siguientes deformaciones:

*Fracturas.*- Cualquier grieta en una roca sólida es una fractura.

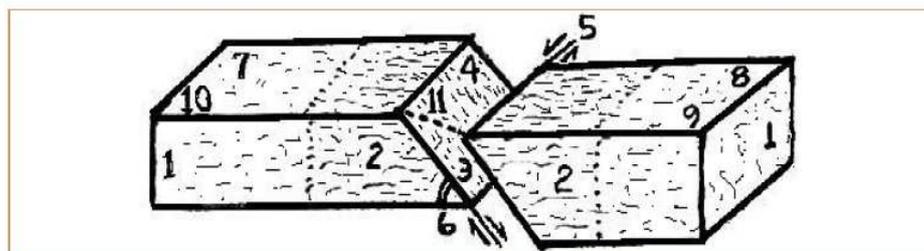
*Fisuras.*- Una fractura extensa se llama fisura que puede llegar a ser un conducto que sirva para el paso de la lava, que formará un basalto de meseta o de soluciones que originarán vetas mineralizadas.

*Junturas.*- Las fracturas a lo largo de las cuales no han habido movimientos perceptibles y que ocurren en grupos paralelos se llaman juntas, en cualquier tipo de roca la junta se producen como estructuras secundarias por la fuerza de compresión, torsión y esfuerzo cortante.

*Fallas.*- Cuando en las fracturas, fisuras o juntas se ha efectuado un desplazamiento apreciable, se llaman fallas. El desplazamiento, que puede ser vertical u horizontal se denomina rechazo de la falla.

### FRACTURAS

Pueden ser fallas o diaclasas: ambas suponen un origen común que las explica, es decir, liberación de energía de presión por encima del límite plástico de las rocas. En las fallas hay desplazamiento importante de una masa con respecto a la otra, en las diaclasas no.

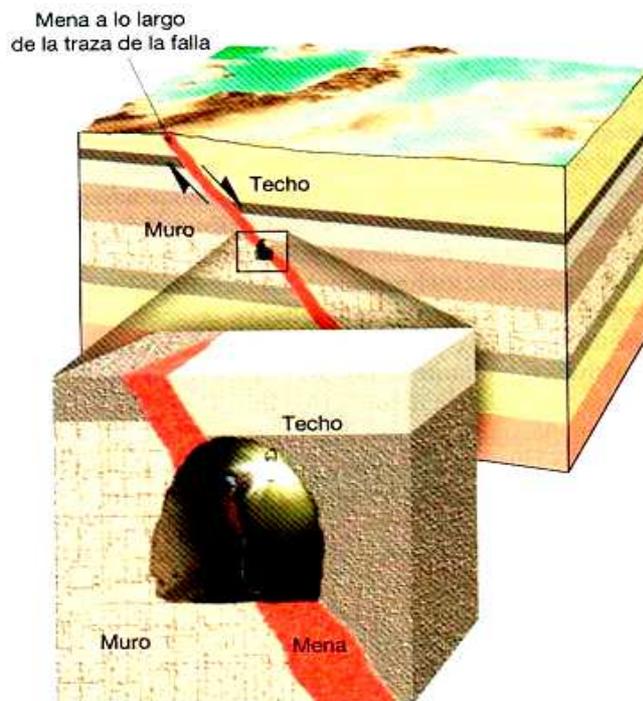


*Partes de una falla.* 1. Bloques; 2. Labios de falla; 3. Plano de falla; 4. Espejo de la falla; 5. Línea de falla; 6. Ángulo de buzamiento ( $\alpha$ ); 7. Bloque levantado; 8. Bloque hundido; 9. Techo; 10. Piso; 11. Salto real.

### ***Partes de una falla.***

Las partes de una falla pueden describir estas estructuras desde el punto de vista cualitativo o cuantitativo. Es importante señalar las características y atributos que puedan tener estos elementos de las fallas.

El plano de falla es el que rompe la continuidad de los estratos y separa dos bloques. El que está sobre el plano de falla tiene la posibilidad de estar hundido o levantado, según el tipo de falla, pero siempre será el techo. Por debajo del plano de falla estará el piso. En algunos casos el plano de falla será vertical y no se hablará de techo ni piso. Si hay desplazamientos verticales de los bloques, habrá uno levantado y otro hundido.



El espejo de falla es la parte del plano de falla que queda expuesta a la intemperie, donde las estrías anuncian el sentido y la dirección del desplazamiento de los bloques.

Los geólogos clasifican las fallas por sus movimientos relativos, que pueden ser predominantemente verticales, horizontales u oblicuos.

### ***Fallas con desplazamiento vertical***

Las fallas en las que el movimiento es fundamentalmente paralelo al buzamiento (o inclinación) de la superficie de falla se denominan fallas con desplazamiento vertical. Este tipo de movimiento puede producir pequeños resaltes denominados escarpes de falla (scarpe: pendiente). Estos últimos, son producidos por desplazamientos que generan terremotos.

Los dos tipos principales de fallas con desplazamiento vertical se denominan *fallas normales* y *fallas inversas*. Además, cuando una falla inversa tiene un ángulo de buzamiento (inclinación) menor de  $45^\circ$ , se denomina *cabalgamiento*. A continuación consideraremos estos tipos de falla.

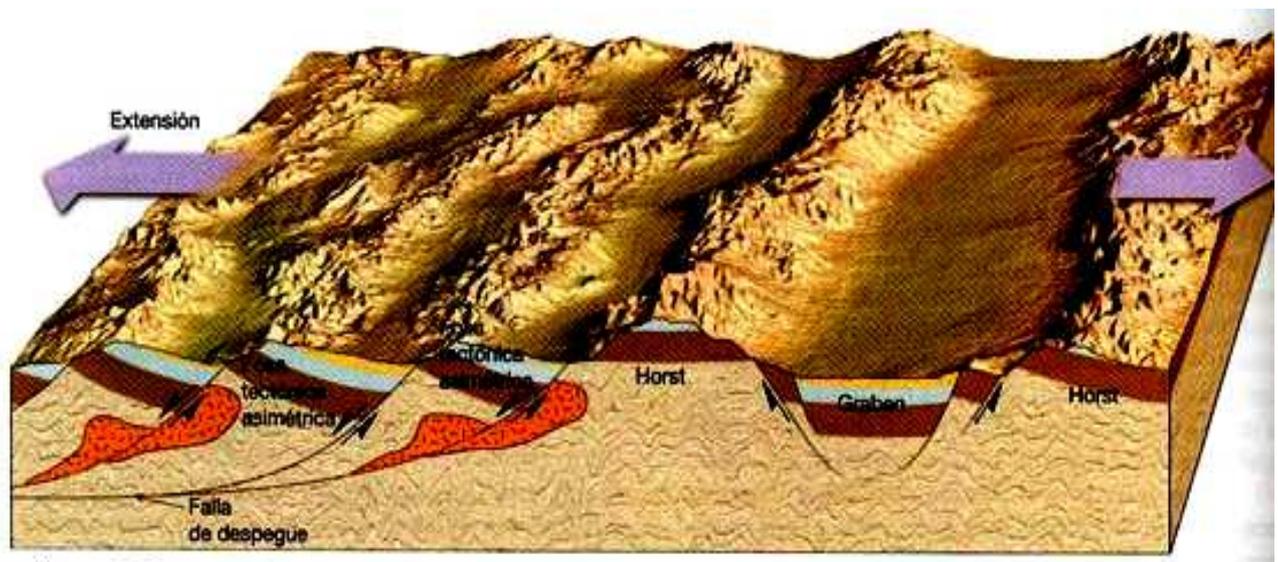
*Fallas normales.*

Las fallas con desplazamiento vertical se clasifican como fallas normales cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo en relación con el bloque de muro. La mayoría de las fallas normales tienen buzamientos de unos  $60^\circ$ , que tienden a disminuir con la profundidad. Sin embargo, algunas fallas con desplazamiento vertical tienen buzamientos mucho menores, aproximándose en algunos casos a la horizontal. Debido al movimiento descendente del techo, las fallas normales acomodan el alargamiento, o la extensión, de la corteza.

La mayoría de las fallas normales son pequeñas, con desplazamientos más o menos de un metro. Pero hay algunas que se extienden decenas de kilómetros, dibujando sinuosamente el límite de un frente montañoso.

Los movimientos a lo largo de estas fallas han producido bloques de falla elevados alternos y denominados *horst* y bloques hundidos llamados *graben* (Graben: zanja). Los horst generan cordilleras elevadas, mientras que los grabens forman muchas cuencas. Las estructuras llamadas fosas tectónicas asimétricas, que son bloques de falla inclinados, también contribuyen a la alternancia de altos y bajos topográficos. Los horst y los extremos superiores de los bloques inclinados de la falla son la fuente de los sedimentos que se han acumulado en las cuencas que fueron creadas por los graben y los extremos inferiores de los bloques inclinados.

Las fallas con desplazamiento vertical son también predominantes en los centros de expansión, donde se produce la divergencia entre las placas tectónicas. En estos puntos, un bloque central (graben o fosa tectónica) está limitado por fallas normales y se hunde cuando las placas se separan. Los graben definen un valle alargado limitado por dos bloques de falla elevados (horst).

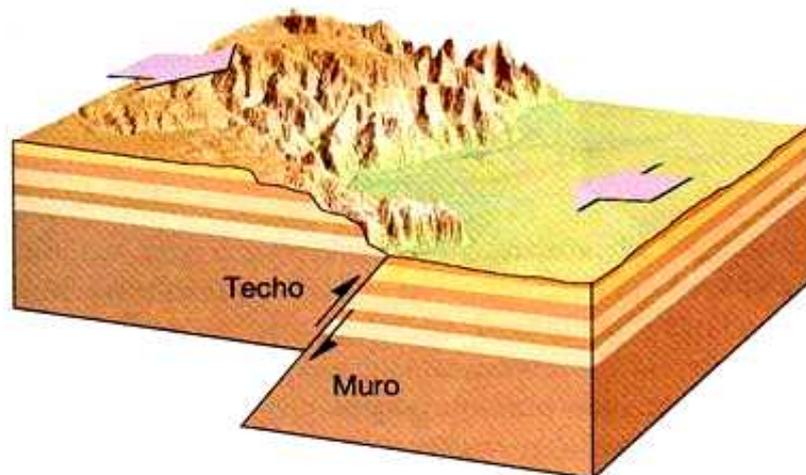


*Aquí los esfuerzos tensionales han alargado y fracturado la corteza en numerosos bloques. El movimiento a lo largo de esas fracturas ha inclinado los bloques produciendo alineaciones montañosas paralelas denominadas montañas limitadas por fallas. Los bloques hundidos (grabens) forman cuencas, mientras que los bloques elevados (horst) se erosionan y originan una topografía montañosa accidentada. Además, numerosos bloques inclinados (fosas tectónicas asimétricas) dan lugar a cuencas y montañas.*

*Fallas inversas y cabalgamientos.*

Las fallas inversas y los cabalgamientos son fallas con desplazamiento vertical en las cuales el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de muro. Recordemos que las fallas inversas tienen buzamientos superiores a  $45^\circ$  y que los cabalgamientos tienen buzamientos inferiores a  $45^\circ$ . Dado que el bloque de techo se mueve hacia arriba y sobre el bloque de muro, las fallas inversas y los cabalgamientos refleja un acortamiento de la corteza.

Las fallas inversas de alto ángulo suelen ser pequeñas y acomodan desplazamientos locales en regiones dominadas por otros tipos de fallas. Los cabalgamientos, por otro lado, existen a todas las escalas. Los cabalgamientos pequeños exhiben desplazamientos que oscilan entre milímetros y unos pocos metros. Algunos grandes cabalgamientos tienen desplazamientos del orden de decenas a centenares de kilómetros. Mientras que las fallas normales aparecen en entornos tensionales, los cabalgamientos son resultado de fuertes esfuerzos compresivos. En esos ambientes, los bloques de la corteza se desplazan uno hacia el otro, moviéndose el techo hacia arriba con respecto al muro. La formación de cabalgamientos es más pronunciada en las zonas de subducción y otros bordes convergentes, donde las placas están colisionando. Las fuerzas compresivas producen generalmente pliegues además de fallas y provocan un engrosamiento y acortamiento del material implicado.



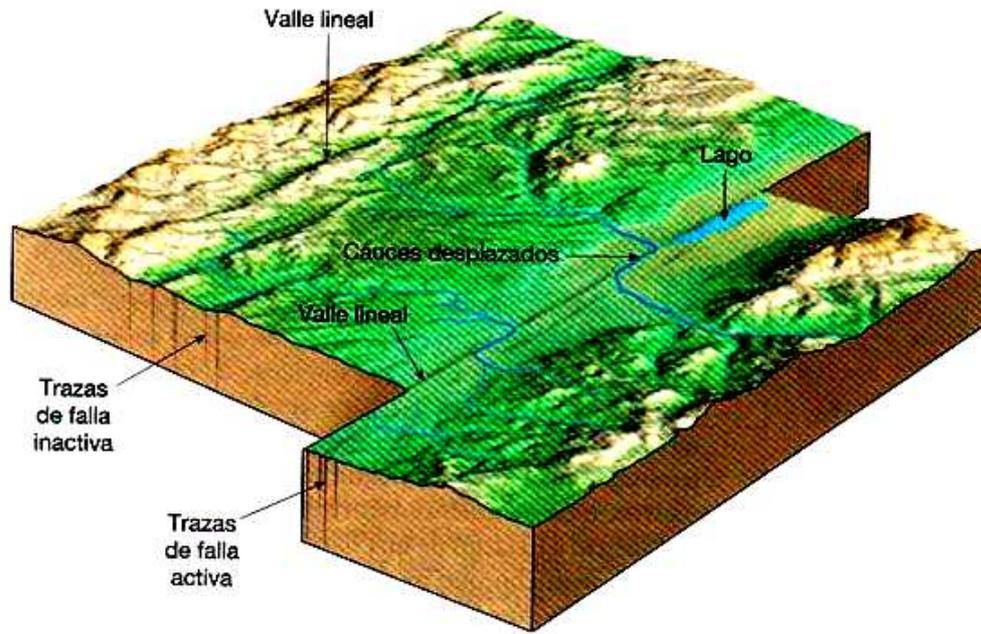
*Bloque diagrama que muestra el movimiento relativo a lo largo de una falla inversa.*

En regiones montañosas, como los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches, los cabalgamientos han desplazado los estratos hasta 50 kilómetros sobre las unidades de roca adyacentes. El resultado de este movimiento a gran escala es que los estratos más antiguos se superponen sobre las rocas más jóvenes.

***Fallas de desplazamiento horizontal.***

Las fallas en las que el desplazamiento dominante es horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla, se denominan fallas de desplazamiento horizontal o desgarres. Debido a su gran tamaño y a su naturaleza lineal, muchas fallas de desplazamiento horizontal tienen una traza que es visible a lo largo de una gran distancia. En vez de una fractura única a lo largo de la cual tiene lugar el movimiento, las fallas de desplazamiento horizontal consisten en una zona de fracturas aproximadamente paralelas, cuya anchura puede ser superior a varios kilómetros.

El movimiento más reciente, sin embargo, suele producirse a lo largo de una banda de tan sólo unos pocos metros de ancho que puede cortar estructuras como los cauces de los ríos. Además, las rocas trituradas y rotas producidas durante la formación de la falla son erosionadas con más facilidad, produciendo, a menudo, valles lineales o depresiones que marcan la ubicación de estas fallas transcurrentes.



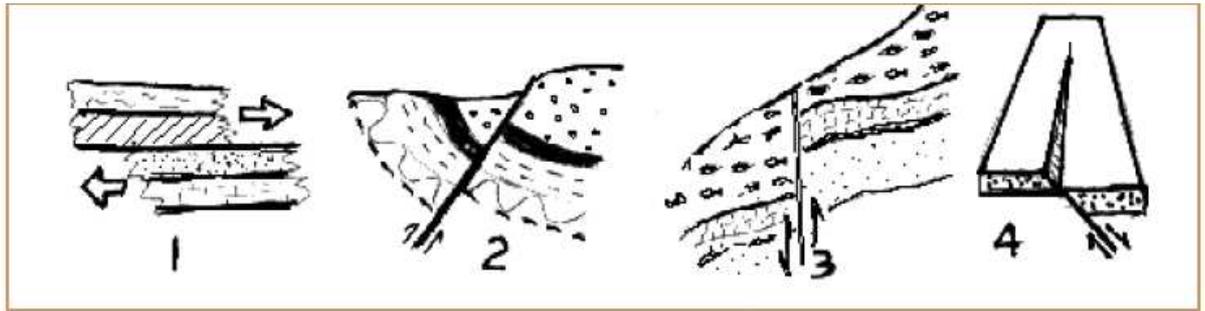
*Bloque diagrama que ilustra las estructuras asociadas con las fallas con desplazamiento horizontal. Obsérvese cómo los cauces de las corrientes han sido desplazados por el movimiento de la falla.*

Los primeros registros científicos de fallas de deslizamiento horizontal se debieron al seguimiento de zonas de ruptura superficial que habían producido intensos terremotos. Uno de los más notorios fue el gran terremoto de San Francisco de 1906. Durante este gran terremoto, se desplazaron hasta 4,7 metros las estructuras que se habían construido a través de la falla de San Andrés, por ejemplo, las vallas.

Muchas grandes fallas de desplazamiento horizontal atraviesan la litosfera y acomodan el movimiento entre dos grandes placas de corteza. Recordemos que este tipo especial de falla direccional se denomina falla transformante (trans : a través; forma : forma). Numerosas fallas transformantes cortan la litosfera oceánica y conectan las dorsales oceánicas. Otras acomodan el desplazamiento entre placas continentales que se mueven en sentido horizontal una con respecto a la otra. Una de las fallas transformantes mejor conocida es la falla San Andrés, en California.

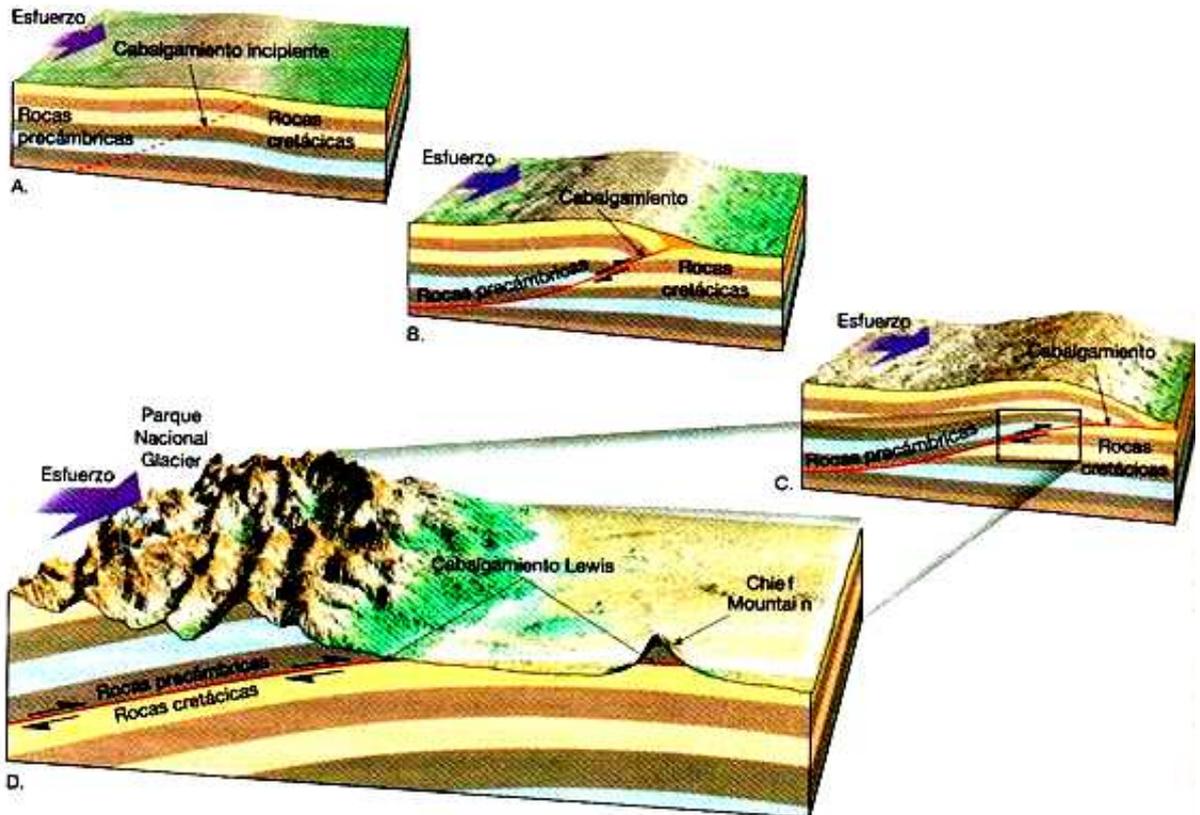
A esta falla de límite de placas puede seguirse el trazado durante unos 950 kilómetros desde el golfo de California hasta un punto situado a lo largo de la costa norte de San Francisco, donde desaparece en el mar. Desde su formación, hace unos 29 millones de años, el desplazamiento a lo largo de la falla de San Andrés ha superado los 560 kilómetros. Este movimiento ha acomodado el desplazamiento hacia el norte del suroeste californiano y la Península de Baja California en relación con el resto de Norteamérica.

Otras denominaciones para las fallas simples. Las fallas simples suelen denominarse aludiendo no sólo a la naturaleza de los esfuerzos que les da origen, sino también a la disposición del plano de ruptura con relación a los estratos (en rocas sedimentarias) o a su inclinación con respecto al horizonte, entre otras características.



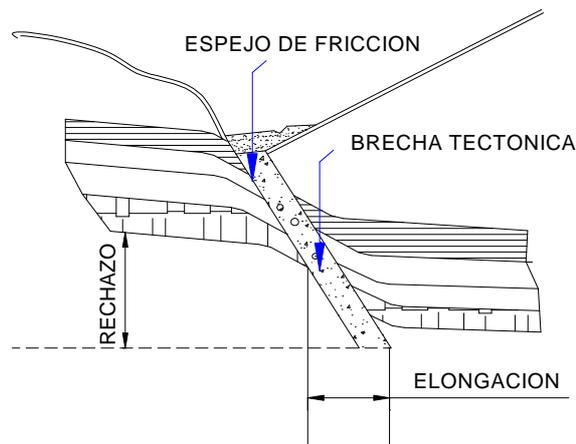
Otros tipos de fallas. 1. Falla conforme si el plano es paralelo a los estratos; 2. Falla contraria si el plano es perpendicular a los estratos; 3. Falla vertical si el plano de falla es vertical; 4. Falla en tijera, charnela o de torsión.

Ejemplo de cabalgamiento:



Desarrollo idealizado del manto de cabalgamiento Lewis.

Rara vez, el plano de falla es una superficie lisa y única, por lo general a ambos lados de ese plano las rocas se hallan trituradas y, debido al gran calor de fricción desarrollado por el movimiento parte de esa roca se funde y recrystaliza originando minerales secundarios que dispuestos en escamas a lo largo de las paredes, que limitan la zona de trituración. Esta zona o franja de espesor variable se conoce como *brecha tectónica* y sus paredes como *espejos de fricción*.



**Diaclasas.**

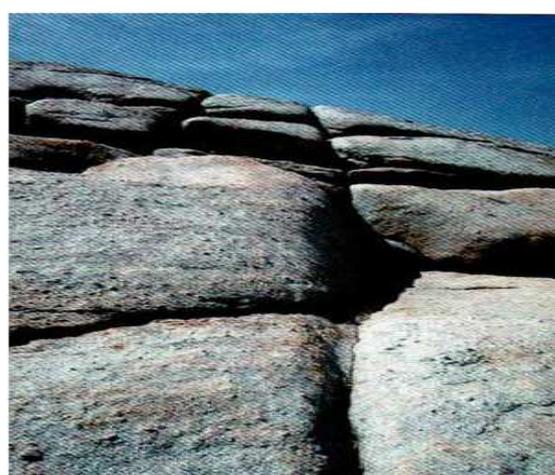
Entre las estructuras más comunes se cuentan *diaclasas*. Aunque algunas diaclasas tienen una orientación aleatoria, la mayoría se produce en grupos aproximadamente paralelos. Las diaclasas se pueden definir como planos divisorios o superficies que dividen las rocas y a lo largo de las cuales no hubo movimiento visible paralelo al plano o superficie.

Se admite que dos son los mecanismos de responsables de su formación: la *compresión* y la *tensión*.

En la compresión una parte de la roca tendería a resbalar sobre la otra pero al hallarse confinada el movimiento a lo largo del plano rotura no pudo producirse y una parte de la presión cedió al trisarse la roca. Ello explicaría porque las diaclasas presentan cierto paralelismo entre sus planos, constituyendo un grupo. A menudo los grupos se intersectan con los de otro formándose un *sistema* de diaclasas, que se llamaría *sistema conjugado* cuando dos grupos son perpendiculares entre sí.

En la tensión, la diaclasa presenta sus planos normales a la dirección de las fuerzas que tendieron a separar la roca en fragmentos.

Muchas diaclasas son visibles cuando al golpear la roca, ésta se parte según planos definidos: se dice que son *cerradas*. Si hay separación de la roca normalmente a ese plano, se denomina abiertas o *fisuras*. Esta separación se debe a causas mecánicas o a una solución de minerales posterior al movimiento, motivada por aguas circulantes que en ocasiones pueden ensanchar las cavidades.



El lajamiento produce un modelo de diaclasas suavemente curvadas que se desarrollan más o menos en paralelo a la superficie de los grandes cuerpos ígneos, como los batolitos. En estos casos, la formación de diaclasas es consecuencia de la expansión gradual que se produce cuando la erosión elimina la carga suprayacente. En contraste con las situaciones que acabamos de describir, la mayoría de las diaclasas se produce cuando se deforman las rocas de la corteza más externa. En estas zonas, los esfuerzos tensionales y de cizalla asociados con los movimientos de la corteza hacen que las rocas se rompan frágilmente. Por ejemplo, cuando se produce plegamiento, las rocas situadas en los ejes de los pliegues se estiran y se separan creándose diaclasas tensionales.

Muchas rocas están rotas por dos o incluso tres tipos de diaclasas que se intersectan, lo que fragmenta las rocas en numerosos bloques de formas regulares. Estos conjuntos de diaclasas ejercen a menudo una fuerte influencia sobre otros procesos geológicos. Por ejemplo, la meteorización química tiende a concentrarse a lo largo de diaclasas y, en muchas áreas, el movimiento del agua subterránea y, por tanto, la disolución de las rocas solubles están controlados por el modelo de las diaclasas. Además, un sistema de diaclasas puede influir en la dirección que siguen los cursos de las corrientes de agua.

Las diaclasas también pueden ser significativas desde un punto de vista económico. Algunos de los depósitos minerales mayores y más importantes del mundo se encuentran a lo largo de sistemas de diaclasas. Las soluciones hidrotermales, que son básicamente fluidos mineralizados, pueden migrar a través de las rocas fracturadas y precipitar cantidades económicamente importantes de cobre. Plata, oro, cinc, plomo y uranio.

Además, las rocas con muchas diaclasas representan un riesgo para las grandes construcciones de ingeniería, entre ellas las autopistas y las presas.

### MOVIMIENTOS EN MASA

Corresponde a desprendimientos de rocas y suelos regularmente saturados de agua, que ocurren por acción de la gravedad, hasta diversas profundidades y con velocidades muy variables.

En estos casos, la masa de suelo se desprende sin necesidad de que exista un agente transportador como agua o hielo. Solo es necesario que las fuerzas desestabilizadoras superen a las fuerzas estabilizadoras (Tragsa-Tragsatec, 1998); sin embargo, el agua es el agente desencadenante al afectar tales fuerzas.

Se incluyen dentro de esta categoría deslizamientos, derrumbes, coladas de barro, soliflucción, hundimientos, desprendimientos, golpes de cuchara, desplomes y avalanchas

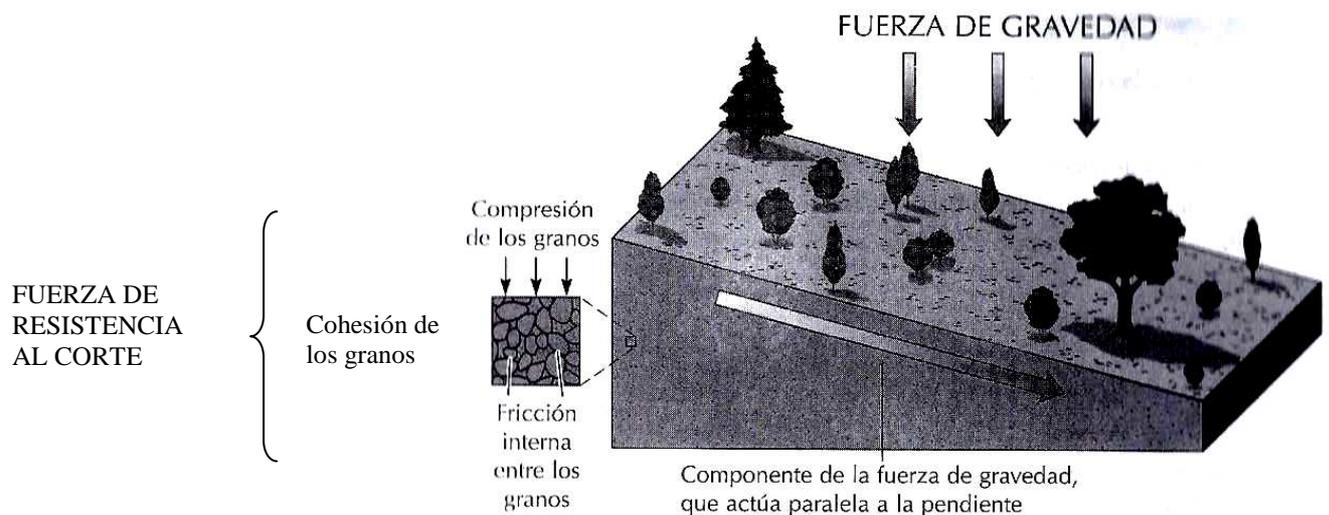
Los procesos gravitacionales o de remoción en masa cobraron mayor importancia en el mundo en las tres últimas décadas del siglo XX debido al considerable incremento en los daños y desastres relacionado con el avance de los asentamientos humanos hacia zonas peligrosas.

#### ***Factores que influyen en el movimiento de masa:***

Entre los principales factores solos o combinados que influyen en la remoción en masa, que contribuyen a aumentar el efecto de la gravedad, se encuentran los siguientes:

- *litológicos* (rocas inconsolidadas sobre rocas consolidadas),
- *estructurales* (meteorización física, química, biológica superficial del estrato rocoso superficial),
- *topográficos* (laderas con pendientes abruptas),
- *antrópicos* (denudación o deforestación del terreno),
- *tectónicos* (acción de las ondas sísmicas),
- *climáticos* (precipitaciones fuertes o precipitaciones continuas).

Entre las fuerzas de resistencia que mantienen la estabilidad de la pendiente se encuentran la fuerza y la cohesión de su material, el grado de fricción interna entre sus granos y los apoyos externos. Estos factores definen en conjunto la **fuerza de resistencia al corte**.



*La fuerza de gravedad opera en sentido vertical, pero tiene una componente que actúa en forma paralela a la pendiente. Cuando esta fuerza, que promueve la inestabilidad, excede la fuerza de resistencia al corte de la pendiente, ocurre una falla.*

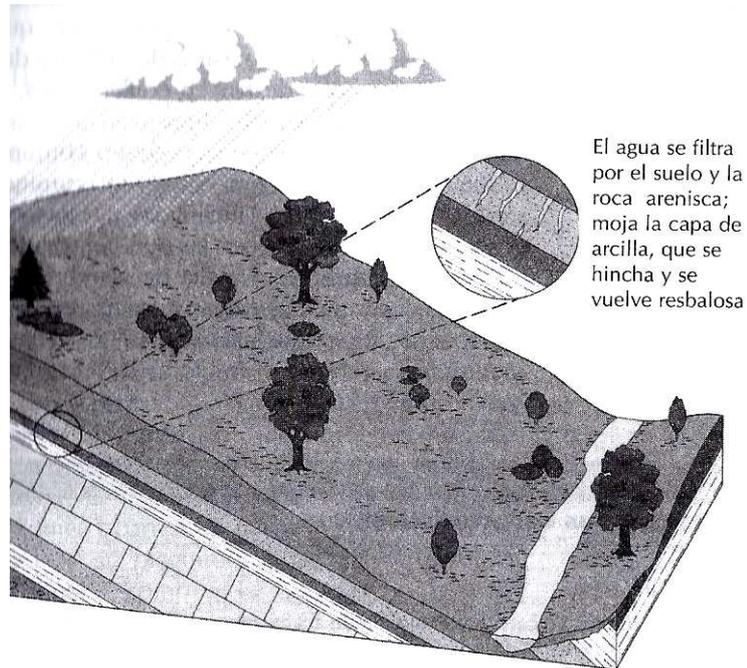
### **Geología y estabilidad de taludes.**

La relación entre la topografía y la geología del área es importante para determinar la estabilidad de la pendiente. Si las rocas bajo la pendiente se inclinan en la misma dirección es más probable un deslizamiento en masa que si se encuentra en sentido horizontal o se inclinan en la dirección contraria según la figura.

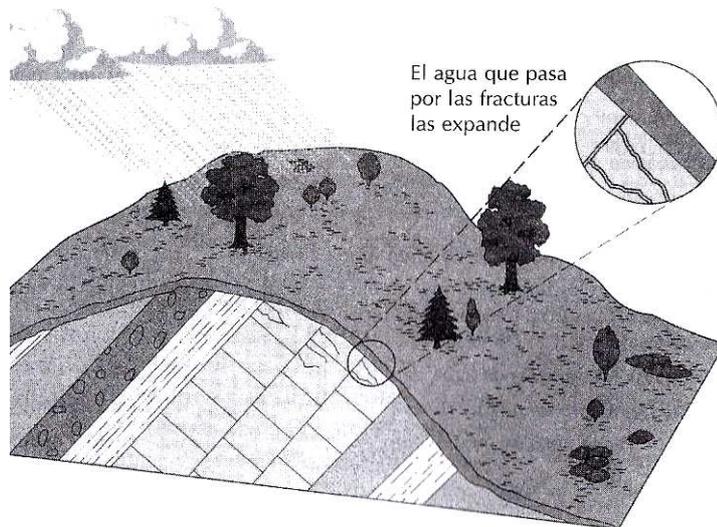
Cuando las rocas se inclinan en la misma dirección, el agua escurre entre los diversos planos de los estratos y disminuye tanto la cohesión como la fricción entre las capas rocosas adyacentes. (fig. a). Esto ocurre sobre todo si hay capas arcillosas, porque la arcilla se pone resbalosa cuando se moja.

Incluso si las rocas se encuentran en sentido horizontal o se inclinan en dirección contraria a la pendiente, las fracturas pueden estar inclinadas en la misma dirección. El agua que corre por ellas intemperiza las rocas y amplía estas aberturas hasta que el peso de las rocas suprayacentes las hace caer. (fig. b)

a)



b)



### ***Tipos de movimientos de masa.***

Los geólogos reconocen una variedad de movimientos de masas según tabla adjunta.

En general, los movimientos de masas se según tres criterios principales:

- 1) Velocidad del movimiento (rápido o lento).
- 2) Tipo de movimiento (principalmente caída, deslizamiento o flujo).
- 3) Tipo de material que arrastra (roca, suelo o detritos).

Los *movimientos rápidos de masa* son desplazamientos visibles del material. Suceden de imprevisto y el material desciende con mucha rapidez. Son potencialmente peligrosos.

Los *movimientos lentos de masa* avanzan a una velocidad impredecible y por lo regular solo se detectan por los efectos de su desplazamiento, como árboles y postes inclinados o cimientos agrietados, son la causa de caída de un descendimiento de un volumen mucho mayor de material intemperizado.

**Clasificación de los movimientos de masas y sus características.**

TIPO DE MOVIMIENTO	SUBDIVISIÓN	CARACTERÍSTICAS	VELOCIDAD DE MOV.
Caídas	Caídas de rocas	Rocas de cualquier tamaño caen por el aire desde acantilados, cañones y cortes de carretera escarpados	Extremadamente rápido
Deslizamientos	Desplome	El movimiento ocurre en una superficie de ruptura curva; casi siempre comprende material sin consolidar o mal consolidado	De extremadamente lento a moderado
	Deslizamiento de rocas	El movimiento ocurre en una superficie generalmente plana	Rápido a muy rápido
Flujos	Avenida de lodo	Consiste en al menos 50% de partículas del tamaño del limo y la arcilla y más de 30% de agua	Muy rápido
	Flujo de detritos	Contiene partículas de tamaño mayor y menos agua que las avenidas de lodo	Rápido a muy rápido
	Flujo de suelo	Masa de suelo húmedo espesa y viscosa, en forma de lengua	Lento a moderado
	Arcillas rápidas	Compuestas de partículas finas de limo y arcilla saturadas de agua; cuando las perturba una sacudida repentina, pierden su cohesión y fluyen como líquido.	Rápido a muy rápido
	Solifluxión	Sedimento superficial saturado de agua	Lento
Movimientos complejos	Arrastramiento	Movimiento descendente de suelo y rocas	Extremadamente lento
		Combinación de varios tipos de movimiento	Lento a extremadamente rápido

**Deslizamientos**

Es un movimiento rápido de grandes masas de materiales. Se distingue tres tipos de deslizamientos: de rocas, de escombros y de tierra.

**Flujos.**

Los movimientos de masa en los que el material fluye como líquido viscoso o exhibe un desplazamiento plástico se denominan flujos.

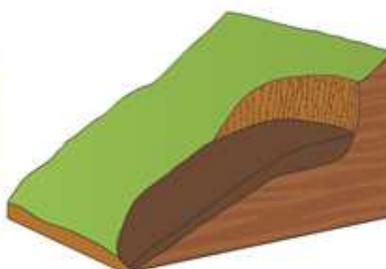
**Caídas. (Desprendimientos)**

Es la caída en forma constante de materiales superficiales por causa de pendiente abrupta, deforestación, descomposición de las rocas, donde además no es posible que se desarrolle una sobrecarga.

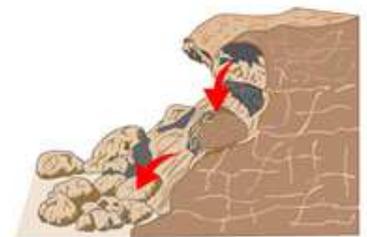
El material caído se va acumulando al pie de las laderas formando una nueva geoforma denominada piedemonte, que tiene la forma de un plano muy inclinado de superficie muy irregular.



**Deslizamiento**



**Flujo**



**Desprendimiento**

**La Solifluxión.**

Se presenta en laderas con suelos blandos y poco coherentes, que reposan sobre estratos blandos, susceptibles a fluir en forma viscosa ante la presencia de cantidades apreciables de agua intersticial.

La velocidad del proceso puede variar desde unos centímetros hasta varios metros al año, y se favorece por la presencia de arcillas. Por lo general el fenómeno, afecta toda la infraestructura que reposa sobre la masa afectada.

Los problemas de solifluxión son ocasionados por aguas internas provenientes de infiltración o corrientes subterráneas. Se detecta por la presencia de postes o árboles inclinados, hundimientos suaves que forman terrazas que avanzan varios centímetros por año y agrietamiento de viviendas y construcciones.

Si se propician socavamientos se agrava el problema y se pueden presentar desplomes, hundimientos, deslizamientos o derrumbes



**Movimientos de arrastre.**

Es el deslizamiento del suelo hasta la profundidad de raíces. Generalmente es un proceso que se va dando progresivamente a través del tiempo pero que puede acelerarse en presencia de una precipitación intensa y prolongada.



### RESUMEN DE LA UNIDAD:

1. Las rocas arqueadas y fracturadas han sido deformadas por el esfuerzo, que es la fuerza aplicada a una determinada área roca.
2. El esfuerzo se caracteriza como compresión, tensión o cizalla. La deformación elástica no es permanente, lo que significa que cuando cesa la aplicación de la fuerza las rocas vuelven a su forma o volumen originales. La deformación plástica y la fractura son tipos permanentes de deformación.
3. Las capas de roca que se han flexionado con pliegues arqueados hacia arriba y hacia abajo son anticlinales y sinclinales, respectivamente. Pueden identificarse por el rumbo y buzamiento de las rocas plegadas y por la edad relativa de las rocas en el centro de los pliegues erosionados.
4. Las fallas pueden determinar la formación de montañas (montañas de fracturación) o de profundas depresiones en la corteza (valles de fracturación). Las rocas que aparecen en una extensión cualquiera, pueden ser divididas en bloques por fallas a lo largo de las cuales los bloques se hundieron o ascienden a diversas alturas. Quedan así delimitados fosas (Graben), y pilares tectónicos (Horst).
5. Se reconocen tipos de estructuras resultantes de fracturas: las juntas son fracturas a lo largo de las cuales no ha habido movimiento y las fallas son fracturas a lo largo de las cuales los bloques en lados opuestos de la fractura se mueven paralelamente a la superficie de fractura.
6. El movimiento de masas es el movimiento descendente de material por influencia de la gravedad. Ocurre cuando la fuerza gravitacional, que actúa en forma paralela a la pendiente, excede la fuerza de resistencia al corte de ésta.
7. El movimiento de masas obedece a muchos factores: el ángulo de la pendiente, el intemperismo del material, el contenido de agua, la sobrecarga y la eliminación de la vegetación. Habitualmente varios factores se reúnen para contribuir a la falla de talud.
8. Los movimientos de masas se clasifican generalmente sobre la base de su velocidad de movimiento (rápido o lento), tipo de movimiento (caída, deslizamiento o flujo) y tipo de material (roca, suelo o detrito).
9. Las caídas de roca son un movimiento de masas común en el cual las rocas se desprenden en caída libre.
10. La soliflucción es el descenso lento de material superficial saturado de agua y es más común en las zonas de permafrost (suelo permanentemente congelado, cubre el 20% de la superficie terrestre).

*Bibliografía consultada para el resumen de la unidad: Fundamentos de Geología –Reed Wicander y James S. Monroe – Segunda Edición.  
Ciencias de la Tierra 8 Edición – Una Introducción a la Geología Física. Edward J. Tarbuck, Frederick K. Lutgens.*

