

Capítulo 5

Deformación de las rocas

En la litosfera las rocas están sometidas a la acción de **fuerzas**. Las mismas generan **esfuerzos**, que son expresados por la magnitud de la fuerza aplicada por unidad de área. Por ejemplo, un peso de 2 kg aplicado sobre una superficie de 1 cm² provoca un esfuerzo de 2 kg/cm².

En un plano cualquiera en el interior de la litosfera, una fuerza se puede descomponer en una componente perpendicular a la superficie del plano y otra paralela a la superficie del mismo, dando lugar respectivamente a un **esfuerzo normal** (σ , sigma) y a un **esfuerzo tangencial** o de **cizalla** (τ , tau), (Fig. 5.1).

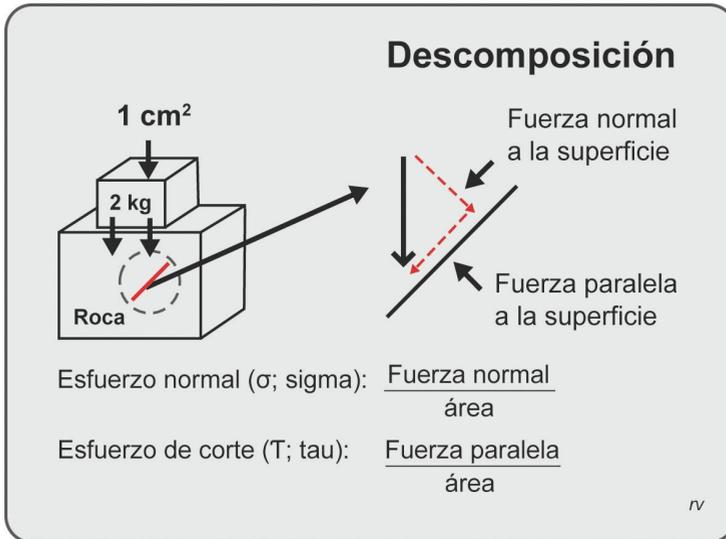


Figura 5.1. Fuerzas y esfuerzos actuantes en la corteza terrestre.

Las fuerzas y esfuerzos generados producen deformaciones en las rocas, como contracción o extensión. Esas deformaciones pueden ser transitorias y las rocas recuperar su forma y tamaño originales al dejar de aplicarse las fuerzas causantes. En otros casos, la deformación es permanente, dando lugar a **estructuras tectónicas**. El estudio de los mecanismos, condiciones del medio en que se produce la deformación y las estructuras que se producen, son el tema de estudio de la **geología estructural** o **tectónica** (del griego *tektón* = constructor).

Cabe tener en cuenta que los esfuerzos están ampliamente presentes en la litosfera, de acuerdo con la dinámica interna del planeta y el constante movimiento de placas, por lo que las estructuras tectónicas son comunes en las rocas.

Los esfuerzos en un cuerpo de roca pueden provocar **tensión**, cuando las fuerzas tienden a dividirlo, por estar aplicadas sobre la misma recta pero en direcciones opuestas. Contrariamente, un cuerpo está bajo **compresión** cuando las fuerzas tienden a comprimirlo, por estar aplicadas sobre la misma recta y apuntando la una a la otra. Finalmente, un cuerpo está sometido a **corte**, **cizalla** o **cupla** cuando dos fuerzas pueden causar distorsión, por actuar en direcciones opuestas sobre el mismo plano pero no sobre la misma recta (Fig. 5.2).

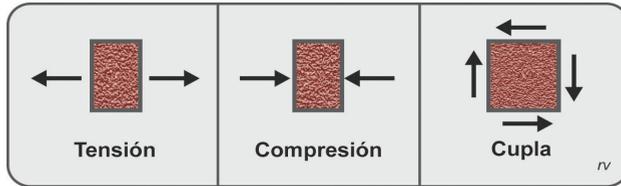


Figura 5.2. Tipos de esfuerzos. Modificado de Billings, 1963.

Deformación elástica y plástica

La deformación que sufre un cuerpo de roca puede ser elástica o plástica. La **deformación elástica** es proporcional al esfuerzo aplicado y la roca recupera su forma original al retirarse el esfuerzo. Si se supera cierta magnitud de esfuerzo, propio para cada material, denominado **límite de elasticidad**, la deformación es permanente. Aumentando la magnitud del esfuerzo se llega a la **ruptura** de la roca.

La respuesta ante esfuerzos es una propiedad intrínseca de los materiales. Hay rocas frágiles, que ante esfuerzos rompen sin experimentar deformación plástica. Opuestamente, hay rocas dúctiles, que tienen aptitud de deformarse dúctilmente previo a la ruptura. El comportamiento de las rocas frente a esfuerzos se conoce por ensayos de laboratorio (Fig. 5.3).

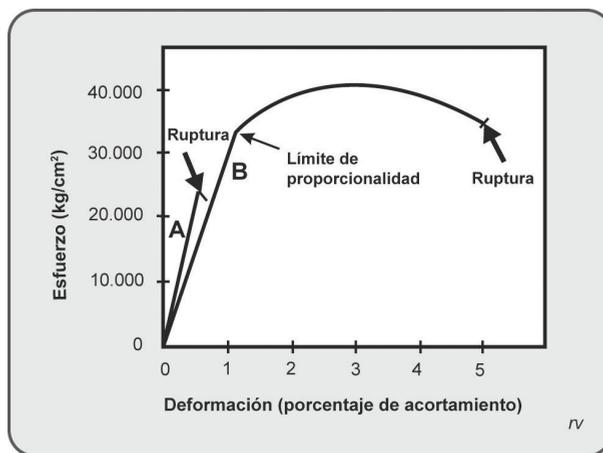


Figura 5.3. Diagrama esfuerzo-deformación en ensayos de rocas sometidas a compresión. A: Rocas frágiles; B: Rocas dúctiles. Modificado de Billings, 1963.

Esfuerzos principales y elipsoide de deformación

En todo cuerpo de roca sometido a esfuerzos hay solamente tres planos, perpendiculares entre sí, en los que hay solamente esfuerzo normal (σ). Son denominados **esfuerzos principales**. El de mayor valor es llamado esfuerzo principal máximo (σ_1), el de menor valor esfuerzo principal mínimo (σ_3) y el tercero tiene un valor intermedio y constituye el esfuerzo principal intermedio (σ_2), (Fig. 5.4).

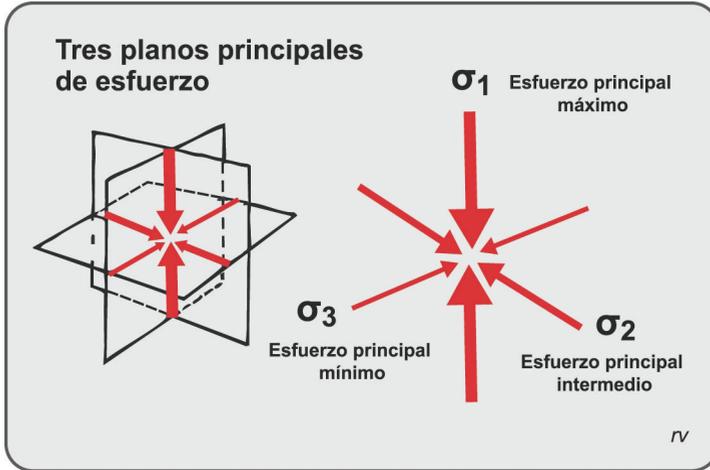


Figura 5.4. Esfuerzos Principales. La ubicación en el espacio puede ser cualquiera. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Convencionalmente se hace una representación tridimensional según un **elipsoide de esfuerzos**. Cabe destacar que la orientación del elipsoide en el espacio es función del tipo de esfuerzo que afecta a la litosfera (Fig. 5.5).

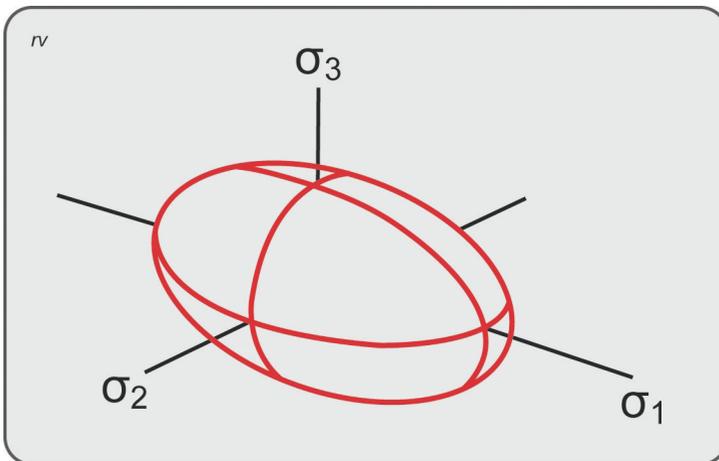


Figura 5.5. Elipsoide de esfuerzos.

Teniendo en cuenta que las estructuras están referidas a **planos** y **líneas**, cabe establecer cuál es la forma de ubicarlas en el espacio. En ambos casos las direcciones se refieren al Norte y las inclinaciones a un plano horizontal.

Un plano es ubicado por su **rumbo** e **inclinación**. El rumbo de un plano es la dirección de la línea que determina al cortar a un plano horizontal. La inclinación de un plano es el ángulo que forma con la horizontal al ser cortado por un plano vertical perpendicular al rumbo (Fig. 5.6).

Dado que un rumbo es bidireccional, sin sentido, puede expresarse por uno solo de los sentidos de la línea (ejemplo Noreste; puede abreviarse NE), o por ambos sentidos (Noreste-Sudoeste; NE-SO), o por el valor angular respecto al Norte con la indicación del cuadrante (N60°E), o por el valor acimutal (N60° = N240°). En el último caso, el geólogo acostumbra uniformar los valores determinados en las observaciones de campo, expresándolos en los cuadrantes superiores (0° a 90° y 270° a 0°).

La representación en mapas de rumbo e inclinación de un plano se expresa mediante una sola notación. Consiste en un trazo largo, que corresponde al rumbo y tiene la dirección que corresponde, y un trazo corto perpendicular al primero y dirigido hacia donde inclina el plano, con la indicación numérica del ángulo medido. Los casos particulares de planos horizontales y verticales tienen símbolos propios para representación en mapas (Fig. 5.7).

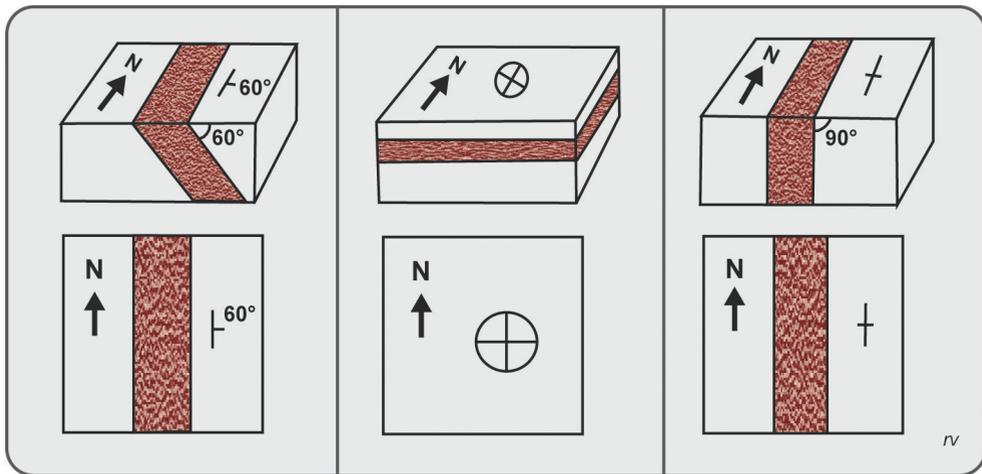


Figura 5.7. Representación en planta de planos inclinados, horizontal y vertical. Modificado de Billings, 1963.

Una línea se ubica por su **rumbo** y **buzamiento**. El rumbo de una línea es unidireccional y está referido al Norte, midiéndose en la proyección de la línea a un plano horizontal y en el sentido en que hunde. El buzamiento de una línea es el ángulo con la horizontal, que se mide en un plano vertical que contiene a la línea en cuestión. La forma de expresar la posición de una lineación puede seguir una notación por cuadrantes o acimutal (ejemplo, para una línea que hunde 60° en sentido NO, se expresa N45°O/60°, o su equivalente acimutal N315°/60°).

Cabe mencionar que es frecuente el uso inadecuado de los conceptos de inclinación (planos) y buzamiento (líneas), confundidos o considerados sinónimos.

Pliegues

Ante esfuerzos compresivos y previo a la ruptura, las rocas pueden responder formando ondulaciones, denominadas pliegues.

La mitad superior de los pliegues (convexas) se denominan **anticlinal** y la mitad inferior (cóncavas) **sinclinal**. Longitud de onda y amplitud, son dos parámetros, determinados en sección transversal, que se utilizan para dimensionar pliegues. La longitud de onda se mide en la línea que corresponde a la superficie media (une los puntos de inflexión) y es la distancia en la que se resuelven un anticlinal y un sinclinal. La amplitud es perpendicular a la anterior y es la distancia desde la línea de superficie media al punto de máxima altura (Fig. 5.8).

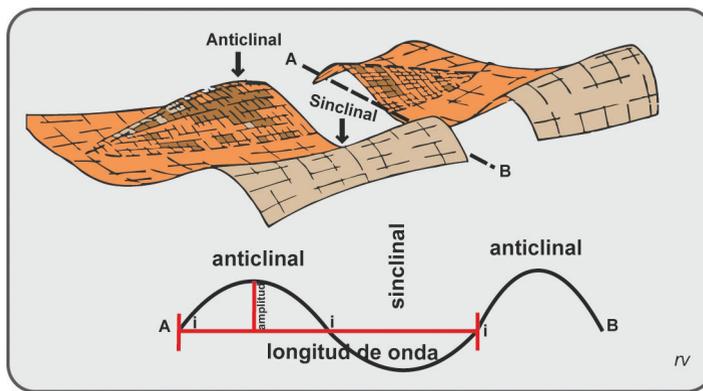


Fig. 5.8. Arriba: vista en planta de una superficie plegada; abajo: sección transversal; i: puntos de inflexión.

Las partes componentes de un pliegue, anticlinal o sinclinal, son los flancos o limbos, plano axial, eje y charnela. El plano axial de un pliegue es su plano de simetría en sentido longitudinal. La intersección del plano axial con cualquier capa define al eje del pliegue. Las charnelas son los puntos de máxima curvatura (Fig. 5.9).

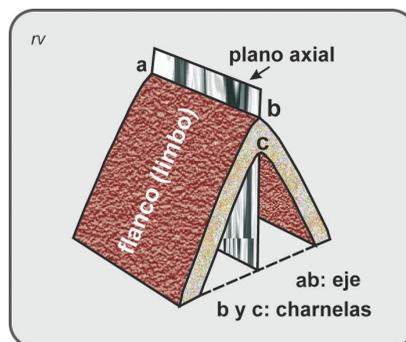


Figura 5.9. Partes de un pliegue anticlinal.

En una sucesión plegada, es un rasgo diagnóstico que los anticlinales encierran en la parte central a los estratos más antiguos (Fig. 5.10 A) y los sinclinales a los estratos más jóvenes (Fig. 5.10 B).

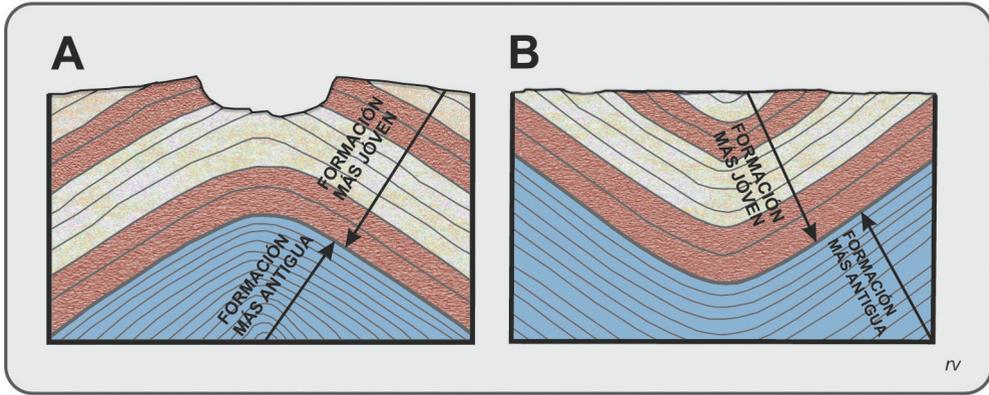


Figura 5.10. Sucesión de estratos en un pliegue anticlinal (A) y en un pliegue sinclinal (B).

La geometría en sección transversal determina si un pliegue es simétrico (los limbos inclinan en sentido opuesto con el mismo ángulo, Fig. 5.11 A); asimétrico (los limbos inclinan en sentido opuesto con distinto ángulo); volcado (los limbos inclinan en el mismo sentido con distinto ángulo, Fig. 5.11 B); recumbente (los limbos están en posición horizontal, Fig. 5.11 C y 5.11 D).

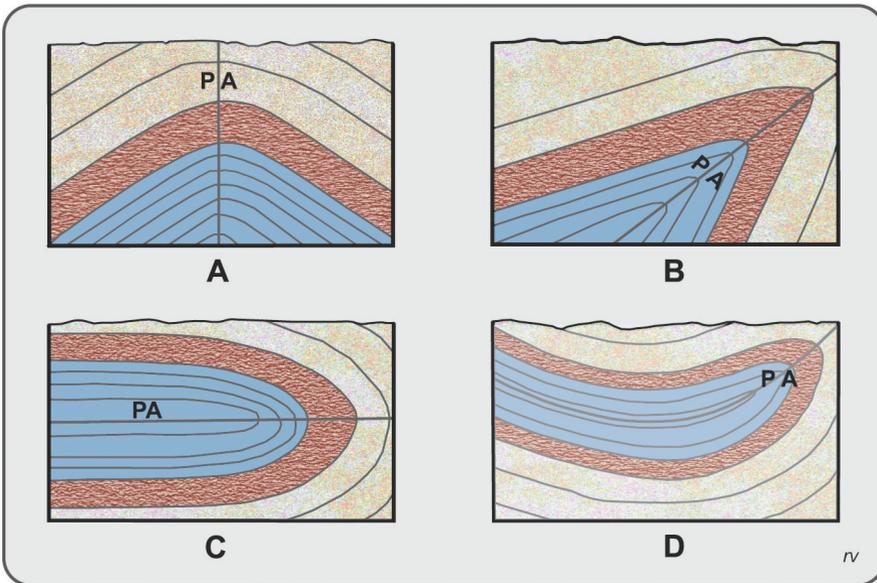


Fig. 5.11. A) anticlinal simétrico; B) anticlinal volcado; C) anticlinal recumbente; D) anticlinal recumbente replgado. Modificado de Billings, 1963.

En los pliegues volcados hay un flanco normal y un flanco invertido. En el flanco normal se determina que un estrato de referencia, ha sido llevado desde posición horizontal hasta una inclinada, sin sobrepasar la vertical (90°). En el flanco invertido el rebatimiento del estrato de referencia acusa mayor dislocación y supera los 90° . En la representación en mapa, los flancos invertidos de pliegues se distinguen por un símbolo propio que se utiliza para indicar rumbo e inclinación de esos estratos. En el ejemplo (Fig. 5.12), el flanco normal de un anticlinal inclina 50° al Oeste y el flanco invertido giró desde posición horizontal, sobrepasó la vertical e inclina 65° hacia el Oeste.

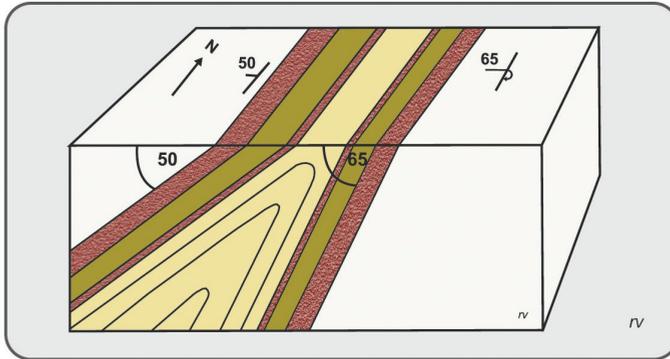


Figura 5.12. Pliegue volcado. Nótese que en planta (mapa), el símbolo utilizado para indicar rumbo e inclinación de estratos es diferente al correspondiente a planos que no sobrepasan los 90° de inclinación.

En pliegues asimétricos y notoriamente en pliegues volcados, la posición de los flancos de mayor inclinación y flancos volcados, constituyen un rasgo importante de una región plegada, e indica la dirección del transporte tectónico o **vergenencia estructural**. En el ejemplo, los esfuerzos dirigidos que plegaron las sedimentitas provinieron desde el Oeste y la vergencia estructural es oriental.

Con frecuencia, las sucesiones sedimentarias en las que alternan paquetes de sedimentitas competentes con paquetes de sedimentitas incompetentes, desarrollan pliegues menores (segundo orden, tercer orden, etc.), preferentemente en los niveles incompetentes y en los flancos invertidos de los anticlinales (Fig. 5.13).

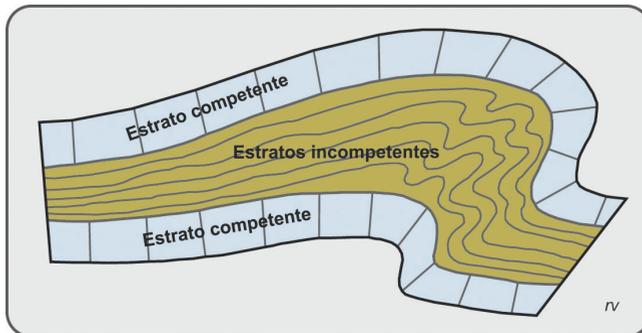


Figura 5.13. Pliegues de segundo y tercer orden en un nivel de estratos incompetentes de pliegues volcados. Modificado de Aubouin et al., 1980.

En la dirección del eje de un pliegue, se puede establecer si es un pliegue no buzante o buzante, con eje horizontal e inclinado, respectivamente (Fig. 5.14).

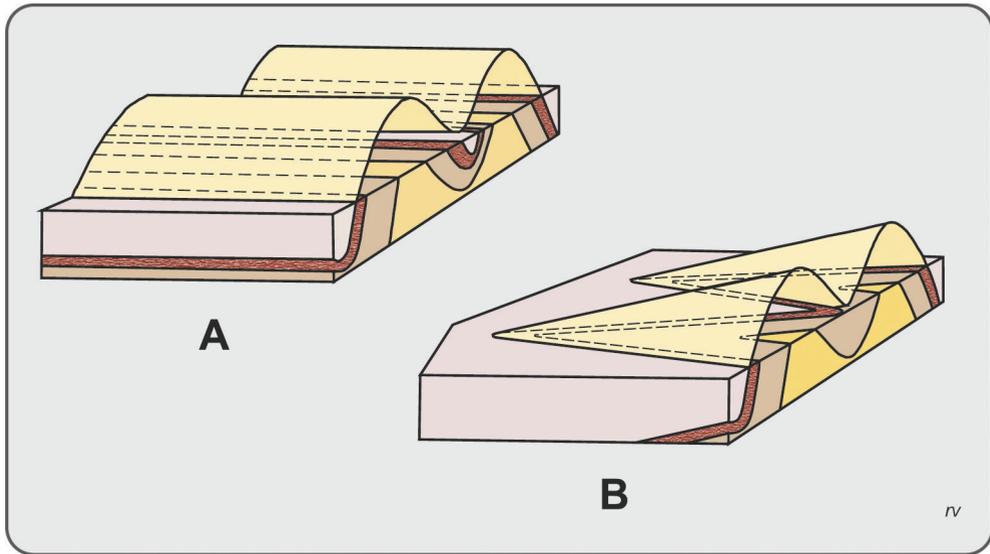


Figura 5.14. A: Pliegues no buzantes; B: Pliegues buzantes. Modificado de Billings, 1963.

En el terreno, los pliegues pueden visualizarse a simple vista si se desarrollan completamente en metros a decenas de metros. No obstante, si tienen dimensiones superiores, cientos de metros a kilómetros, es necesario construir un mapa para ponerlos en evidencia. Sobre una base topográfica a escala adecuada, o un bosquejo del terreno en cuestión, se representan las mediciones de rumbo e inclinación de la estratificación en varios afloramientos, lo que permite interpretar la existencia de anticlinales y sinclinales.

En el ejemplo de la Figura 5.15, se ha delimitado la extensión de siete cuerpos de roca sedimentaria, de algunos cientos de metros de espesor cada uno, distintos en composición, granulometría y color, aunque concordantes entre sí, denotando pertenecer a un mismo ciclo sedimentario. Los rumbos medidos tienen poca variación entre sí, aproximadamente Noreste-Suroeste. Contrariamente, hay sustanciales diferencias en la inclinación de los estratos, tanto en los valores angulares como en la dirección en la que inclinan. En el sector Noroeste la inclinación es hacia el Sudeste y disminuye progresivamente de 45° a 32° y alcanza posición horizontal. En el sector Sudeste la inclinación de las capas sedimentarias es opuesta, hacia el Noroeste y también se comprueba la disminución en los valores angulares, desde 47° hasta alcanzar posición horizontal. Por otra parte, en el recorrido de Noroeste a Sudeste o viceversa, el geólogo observa la semejanza entre los tres niveles sedimentarios expuestos en los sectores Noroeste y Sudeste, interpretando una repetición. El relevamiento permite interpretar una estructura de pliegue sinclinal, con eje en el centro del terreno y la repetición de estratos por plegamiento.

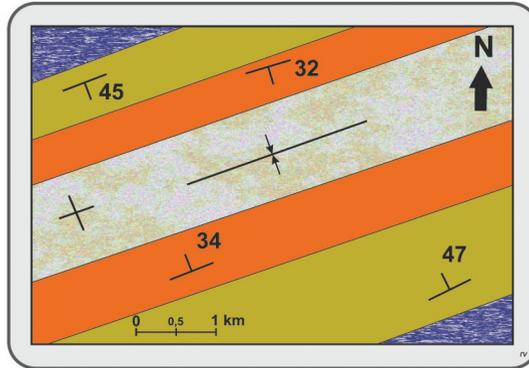


Figura 5.15. Mapa de un sinclinal. Puede apreciarse el cambio en el sentido de la inclinación de estratos y en los valores angulares, hasta la horizontalidad de estratos en el eje de la estructura. El eje se representa mediante una línea y las dos flechas que se encuentran en el mismo indican que se trata de un sinclinal. También es evidente la repetición de estratos, que tienen continuidad en subsuelo.

En planta (mapa), un rasgo distintivo de los pliegues buzantes son las terminaciones en forma de **nariz estructural**. La nariz de un pliegue buzante señala el sentido del buzamiento. Determinar si se trata de un anticlinal o un sinclinal, requiere conocer el orden de antigüedad de los estratos involucrados. Es un anticlinal si los estratos más antiguos se disponen en el núcleo de la estructura, caso en el que la nariz apunta en el sentido del buzamiento del pliegue (Fig. 5.16 A). Es un sinclinal si el núcleo es ocupado por los estratos más jóvenes y la nariz va en contra del sentido del buzamiento (Fig. 5.16 B).

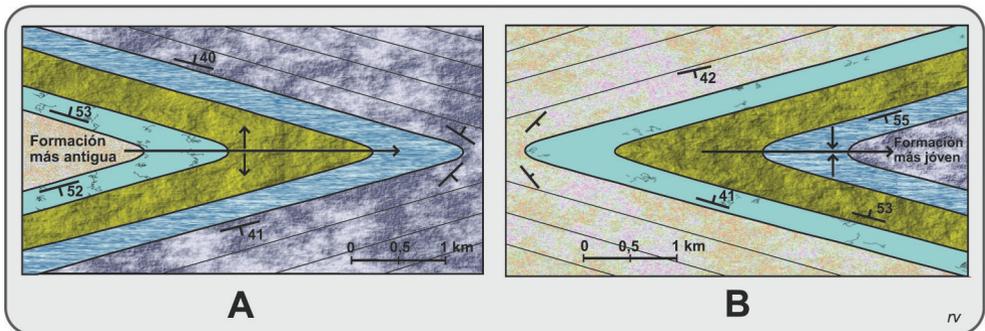


Figura 5.16. Mapa de pliegues buzantes. A: Anticlinal; B: Sinclinal. Observar los símbolos; el eje es una línea con indicación del sentido del buzamiento; las flechas en sentidos opuestos indican a un anticlinal y las flechas que se encuentran en el eje a un sinclinal. Modificado de Billings, 1963.

En los sistemas plegados los pliegues se extienden por decenas de kilómetros. En los mismos es posible comprobar la existencia de pliegues anticlinal/sinclinal doblemente buzantes. En ellos el seguimiento en la dirección del eje muestra la terminación de la estructura en ambos extremos, mediante sendas narices (Fig. 5.17 A). Casos particulares, por tener relación largo/ancho entre 1 y 2 son denominados **braquianticlinales** y **braquisinclinales** (Fig. 5.17 B) y si la relación es próxima a 1 son **domos** y **cubetas** (Fig. 5.17 C).

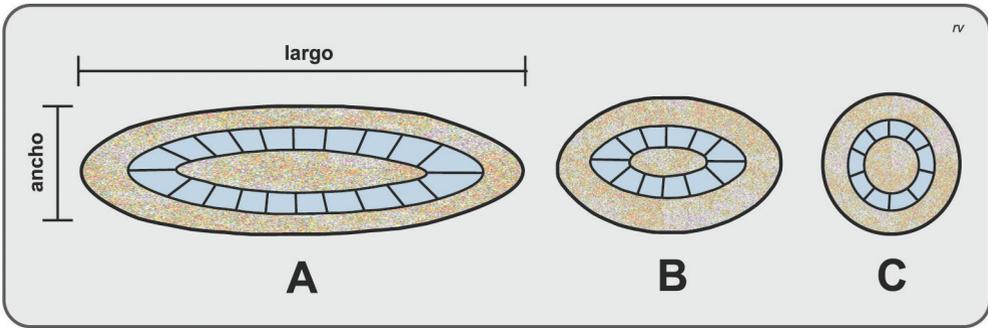


Figura 5.17. A: anticlinal/sinclinal doblemente buzante; B: braquianticlinal/braquisinclinal; C: domo/cubeta. En los tres casos se trata de un anticlinal si las rocas más antiguas se ubican en el núcleo de la estructura y de un sinclinal si lo hacen las rocas más jóvenes. Modificado de Aubouin et al., 1980.

Los **mecanismos** para la formación de plegues son esencialmente, A) deslizamiento entre estratos, B) flujo de materia por granulación-recristalización y C) cizallamiento.

El primer mecanismo se denomina **flexodeslizamiento**. Es frecuente en sucesiones estratificadas ubicadas en niveles superiores de la corteza, en medio frágil. El movimiento que posibilita el plegamiento se produce esencialmente en las discontinuidades que constituyen los planos de estratificación. Se aprecia que los estratos plegados mantienen constante su espesor (plegues isópacos) y que la figura de la sección transversal varía con la profundidad (Fig. 5.18).

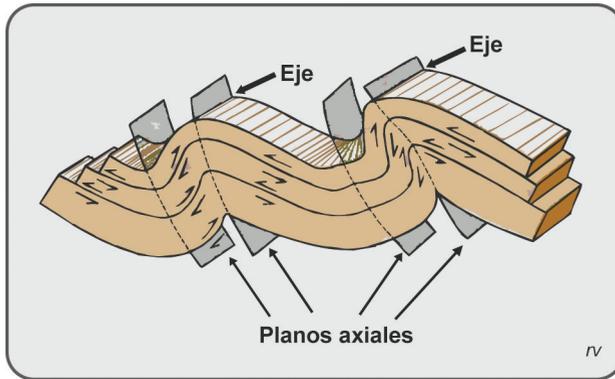


Figura 5.18. Plegues flexodeslizantes. Es notorio que los planos de estratificación son superficies activas, que facilitan el deslizamiento entre estratos. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

El segundo de los mecanismos de plegamiento genera los **plegues pasivos o de flujo**. Los materiales sometidos a plegamiento están en niveles medios/profundos de la corteza y tienen comportamiento dúctil. Si se trata de una sucesión estratificada, los distintos estratos tienen la misma viscosidad y las superficies de estratificación no tienen significado mecánico. En sección transversal se aprecia que hay adelgazamiento de flancos y engrosamiento de charnelas (plegues anisópacos) y que se mantiene la forma en profundidad (Fig. 5.19).

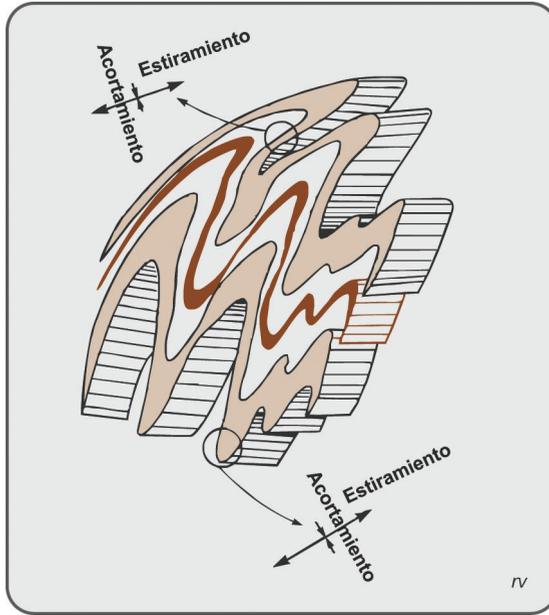


Figura 5.19. Pliegues de flujo. Se destaca el acortamiento y estiramiento, con engrosamiento de charnelas y adelgazamiento de los flancos de pliegues. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Los **pliegues por cizalla** requieren de un medio cortical frágil (corteza superior), en el que se producen múltiples fracturas, paralelas y poco espaciadas entre sí, que sufren pequeños desplazamientos sin que se interrumpa la continuidad de los estratos (Fig. 5.20).

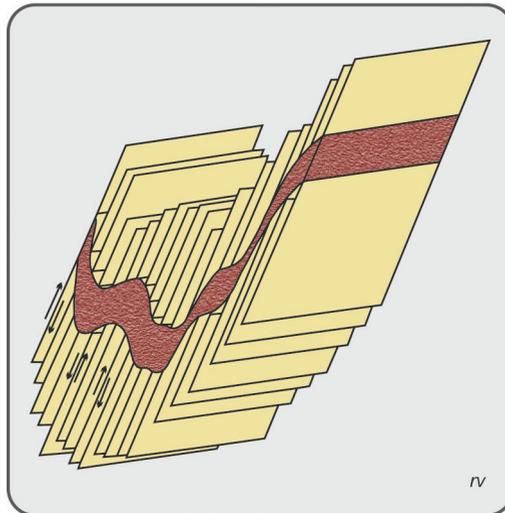


Figura 5.20. Pliegues de cizalla.

El plegamiento flexodeslizante a menudo está limitado a unos pocos kilómetros de profundidad, porque se producen **despegues**, que desacoplan el espesor plegado respecto de un sustrato o basamento no deformado en ésta oportunidad. El **nivel de despegue** está constituido por rocas incompetentes, generalmente pelitas o evaporitas. Es frecuente en las fajas plegadas y corridas del retroarco de un orógeno (Fig. 5.21).

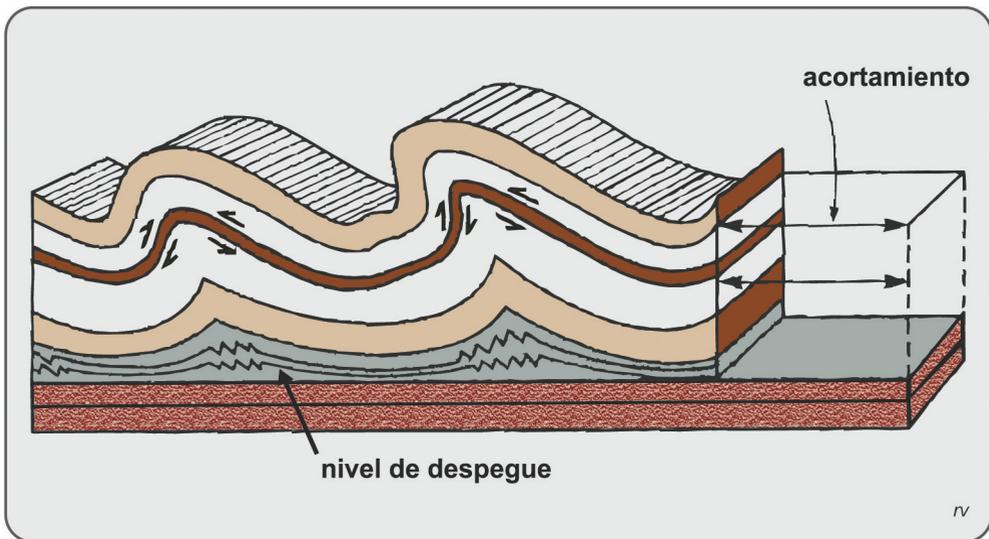


Figura 5.21. Despegue de un paquete de sedimentitas plegadas, respecto a un sustrato no deformado. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Diaclasas

Son planos de ruptura que dividen el cuerpo de roca, sin que se verifique en dichos planos movimiento entre las partes resultantes. Puede ocurrir movimiento perpendicular a los planos de diaclasa, no muy grande, en cuyo caso se denominan **diaclasas abiertas**.

Es una característica que no se presentan aisladas, sino que sean numerosas, con un espacio entre ellas de milímetros a centímetros, constituyendo **juegos de diaclasas**.

A menudo en un cuerpo de roca hay dos o más orientaciones preferidas (juegos), constituyendo un **sistema de diaclasas**.

La clasificación de diaclasas puede ser geométrica o genética. La clasificación geométrica hace referencia a la disposición de los planos de diaclasas respecto a otros planos estructurales, ejemplo estratificación. Son **diaclasas de rumbo** aquellas cuyo rumbo es paralelo al rumbo de los planos de estratificación. Son **diaclasas de inclinación** las que tienen rumbo paralelo a la dirección de inclinación de estratificación (Fig. 5.22). Son **diaclasas oblicuas o diagonales** aquellas cuyo rumbo no coincide ni con el rumbo ni con la inclinación de estratificación.

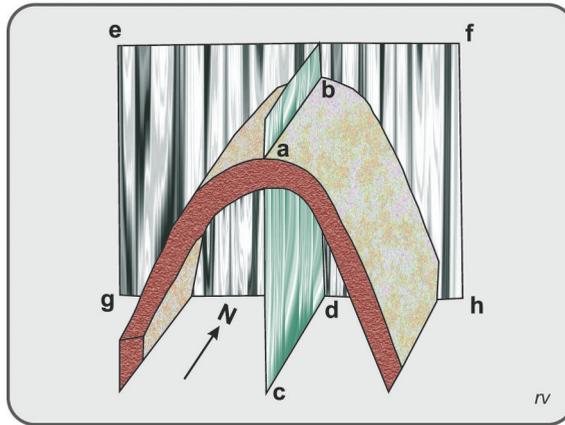


Figura 5.22. Diaclasas de rumbo (abcd) y de inclinación (efgh). Modificado de Billings, 1963.

La clasificación genética requiere de un relevamiento integral de estructuras, que eventualmente permite interpretar cada juego como respuesta a un determinado esfuerzo, ejemplo **diaclasas de tensión**, o **diaclasas de cizalla**.

En sucesiones plegadas son comunes diaclasas de tensión verticales, un juego perpendicular al rumbo de los ejes y otro juego paralelo a los planos axiales (Fig. 5.22). Las diaclasas de cizalla asociadas a pliegues forman **sistemas conjugados**, consistentes en dos juegos que se intersectan con ángulos de aproximadamente 60° . En el caso de esfuerzos compresivos de dirección Este-Oeste (σ_1), los pliegues son de ejes Norte-Sur y hay dos posibles soluciones ante la acción de las fuerzas actuantes, de acuerdo con la dirección de alivio que se produzca (σ_3). Si el esfuerzo principal mínimo (σ_3) fue Norte-Sur se desarrolla el sistema de diaclasas verticales de rumbos NO-SE y NE-SO (Fig. 5.23A). La otra posibilidad es que (σ_3) se disponga en dirección vertical, con desarrollo del sistema de diaclasas de rumbo Norte e inclinaciones de 45° al Este y Oeste (Fig. 5.23 B).

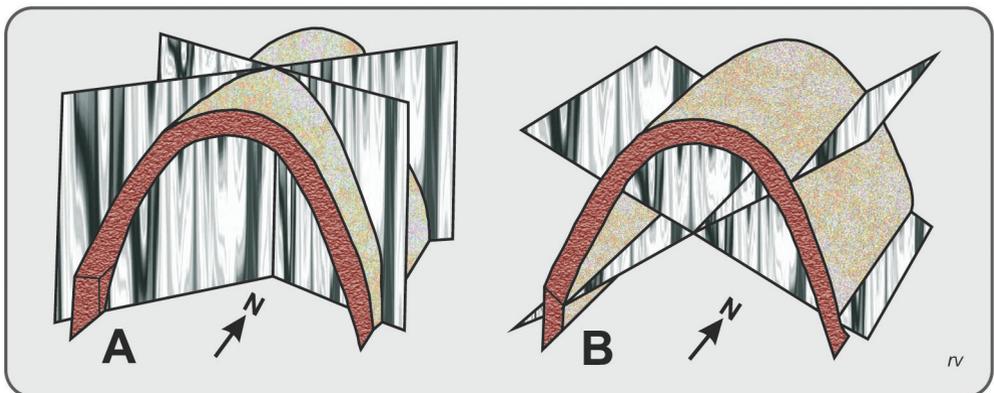


Figura 5.23. Sistemas conjugados de diaclasas de cizalla asociados a pliegues. Modificado de Billings, 1963.

Fallas

Se denomina **falla** a la ruptura de un cuerpo de roca por un plano, denominado **plano de falla**, con desplazamiento de las dos partes resultantes.

Hay tres tipos principales: a) fallas normales o directas, b) fallas inversas y c) fallas de rumbo.

Las **fallas normales o directas** se producen cuando el esfuerzo principal máximo (σ_1) es vertical y los esfuerzos principales menor (σ_3) e intermedio (σ_2) se disponen en un plano horizontal. En la dirección de σ_3 se produce tensión y la ruptura ocurre en un plano que forma un ángulo de aproximadamente 60° con la horizontal y contiene a σ_2 . El bloque que queda por encima del plano de falla (**bloque colgante o techo**) desciende respecto al que queda por abajo (**bloque yacente o piso**) causando un **alargamiento** del terreno (Fig. 5.24 A).

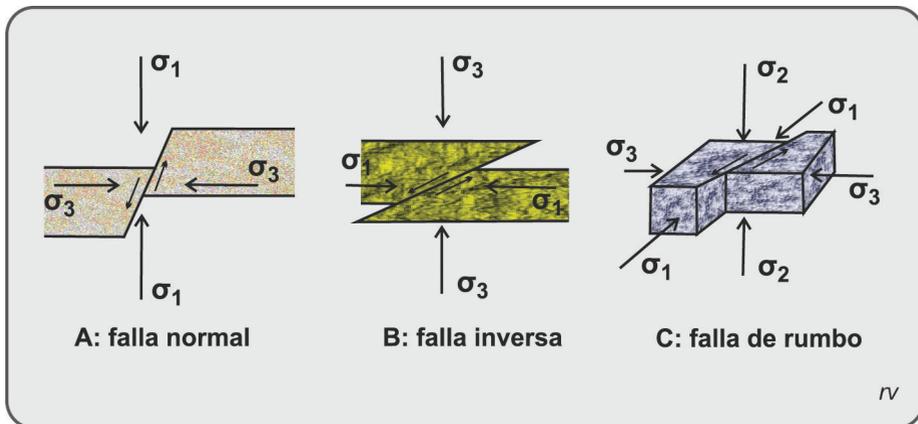


Figura 5.24. Tipo de fallas.

En las **fallas inversas** σ_1 es horizontal y σ_3 vertical. El plano de falla forma un ángulo de aproximadamente 30° con la horizontal y contiene a σ_2 . El bloque colgante (techo) asciende respecto al bloque yacente (piso), resultando un **acortamiento** del terreno (Fig. 5.24 B).

En las **fallas de rumbo**, σ_1 y σ_3 se disponen en un plano horizontal y σ_2 es vertical. El plano de falla resultante es aproximadamente vertical (Fig. 5.24 C).

La cantidad de movimiento en el plano de falla se denomina **rechazo** y se mide según el desplazamiento que han tenido puntos inicialmente enfrentados a ambos lados del plano de falla.

El rechazo puede producirse únicamente en la dirección de la inclinación del plano de falla (Fig. 5.25 A y 5.25 B), o del rumbo de la misma (Fig. 5.25 C), aunque el caso general y frecuente es el de fallas con rechazo tanto en la dirección del rumbo como de la inclinación del plano de falla, llamado **rechazo neto** (Figs. 5.25 D y E).

El rechazo neto de una falla directa (ab), puede descomponerse en un **rechazo de rumbo** (ac) y un **rechazo de inclinación** (cb; Fig. 5.25 D). Igualmente, en una falla inversa se puede calcular un rechazo de rumbo (cb) y un rechazo de inclinación (ac; Fig. 5.25 E).

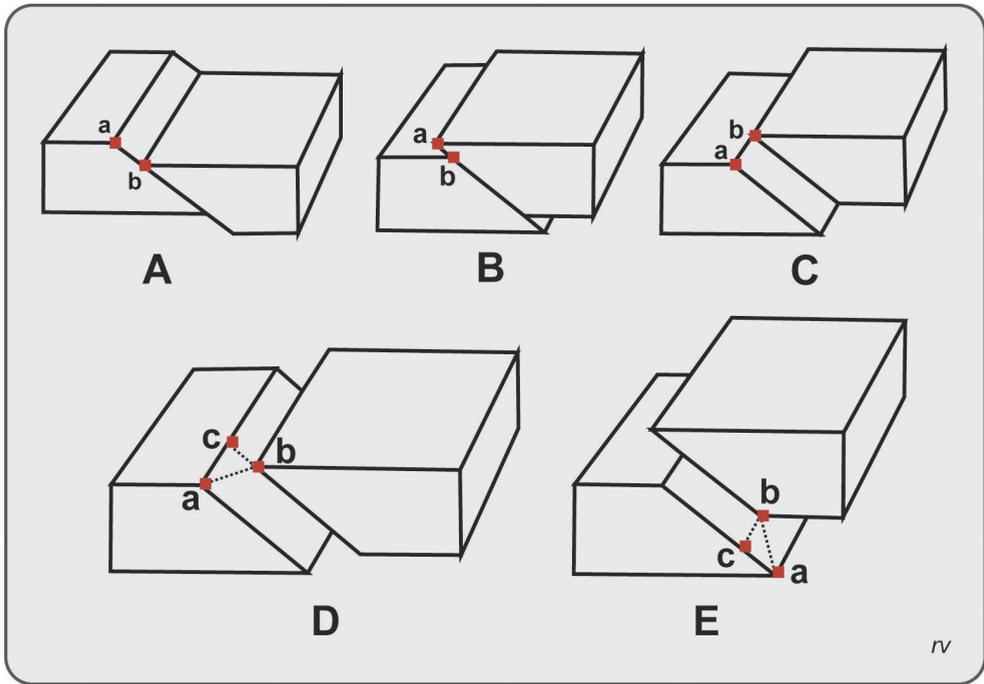


Figura 5.25. Rechazos producidos en fallas. Modificado de Billings, 1963.

Los accidentes de gran magnitud que produce el fallamiento directo, consisten en **fosas o grabenes**, que son delimitados a uno y otro lado por franjas de terreno no descendido, denominados **pilares o horsts** (Fig. 5.26).

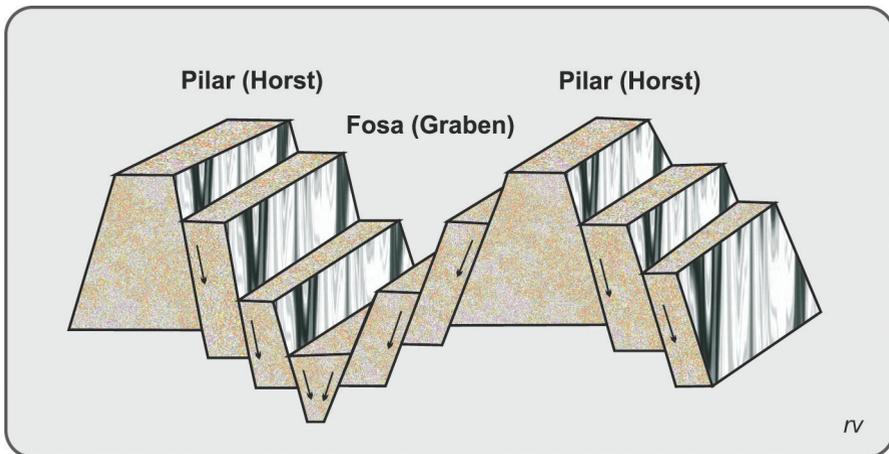


Figura 5.26. Bosquejo de estructuras de tectónica distensiva, consistentes en alternancia de Pilares y Fosas. Modificado de Aubouin et al., 1980.

En fallas inversas, el acortamiento puede quedar resuelto sin desarraigo de la lámina de corteza superior, como en los **cabalgamientos**. La cantidad de movimiento producido en una superficie de despegue no es suficiente para interrumpir totalmente la relación entre las partes desplazadas. En estos casos el seguimiento en el rumbo de la falla permite comprobar una terminación o **raíz** de la estructura (Fig. 5.27).

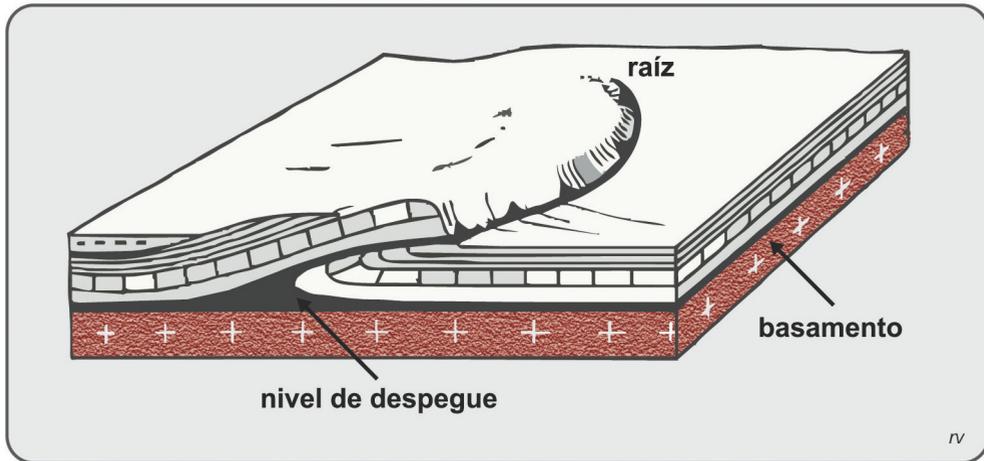


Figura 5.27. Falla inversa o cabalgamiento, sin desarraigo de la lámina superior. Modificado de Aubouin et al., 1980.

Otros acortamientos, llamados **corrimientos**, afectan prácticamente a todo el espesor de la corteza, con desarraigo y transporte de la lámina superior por decenas a cientos de kilómetros. En estos casos se distingue un **autóctono** y un **alóctono** y la ulterior erosión provoca **ventanas** y **klippes** (Fig. 5.28).

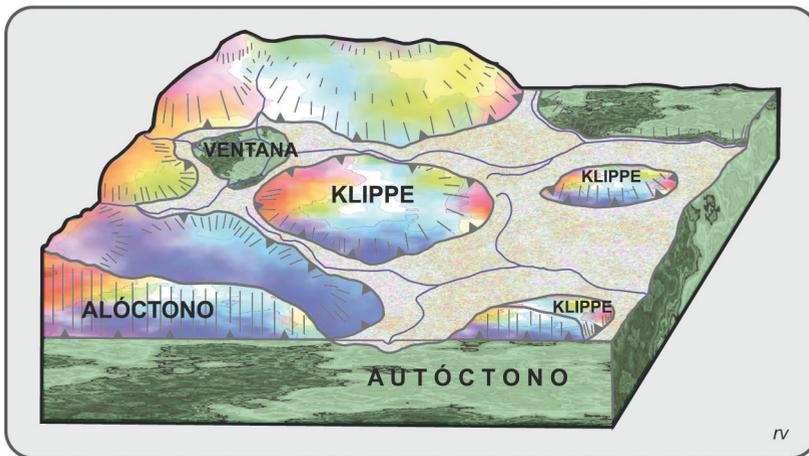


Figura 5.28. Bosquejo de un corrimiento, ventana tectónica y klippe. Modificado de Aubouin et al., 1980. Un ejemplo concreto proviene del flanco occidental de la sierra Pie de Palo, en San Juan.

Las estructuras descritas son posibles en cualquier parte de la litosfera, aunque el desarrollo de uno u otro tipo es característico de los distintos **ambientes tectónicos** en el marco de la Tectónica Global.

En territorio de las amplias **plataformas continentales** sometidas a tensión, predomina fallamiento directo, con el desarrollo de fosas (graben) y pilares (horst) alternantes. Son estructuras de primera magnitud, que cortan todo el espesor de la corteza, lo que facilita el ascenso de lavas de composición basáltica procedentes del manto subyacente. Un ejemplo en la provincia de Buenos Aires y Plataforma Continental adyacente es la Fosa del Salado, limitada por los Pilares de Martín García y de Tandil, por el NE y SO respectivamente. El estado extensivo de la corteza en el proceso de fragmentación del Supercontinente Gondwana, determinó la instalación de fosas, entre ellas las del Salado y Colorado, que recibieron un relleno sedimentario del orden de 7.000 m, con participación de basaltos según se ha comprobado en perforaciones (Fig. 5.29).

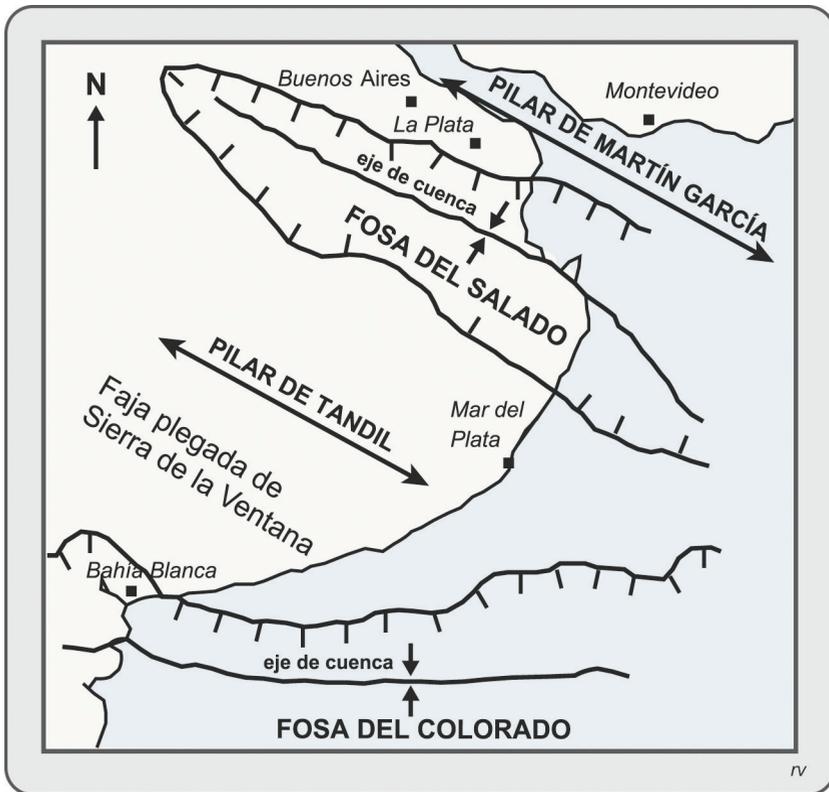


Figura 5.29. Sistema bonaerense de pilares (Martín García y Tandil) y fosas (Salado y Colorado). La Fosa del Colorado cierra en el Noreste Patagónico.

Los actuales sistemas extensivos de gran escala son los **valles rift**, de los cuales el de mayor magnitud es el sistema del oriente africano (Fig. 5.30). Una rama septentrional o Fosa del Jordán incluye al Mar Muerto; hacia el Sur es parte del sistema la Fosa del Mar Rojo, invadida por aguas marinas. En

territorio africano, el trazo zigzagueante de las fosas define las ramas occidental, oriental y meridional, en las que se asientan los lagos Rodolfo, Alberto, Kivu y otros, que tienen fondos a cotas de hasta 700 m bajo el nivel del mar. El volcanismo a lo largo de los rift es un rasgo notable y los aparatos volcánicos dan las mayores alturas del continente, culminante en el Monte Kilimanjaro (6.010 m.s.n.m.).

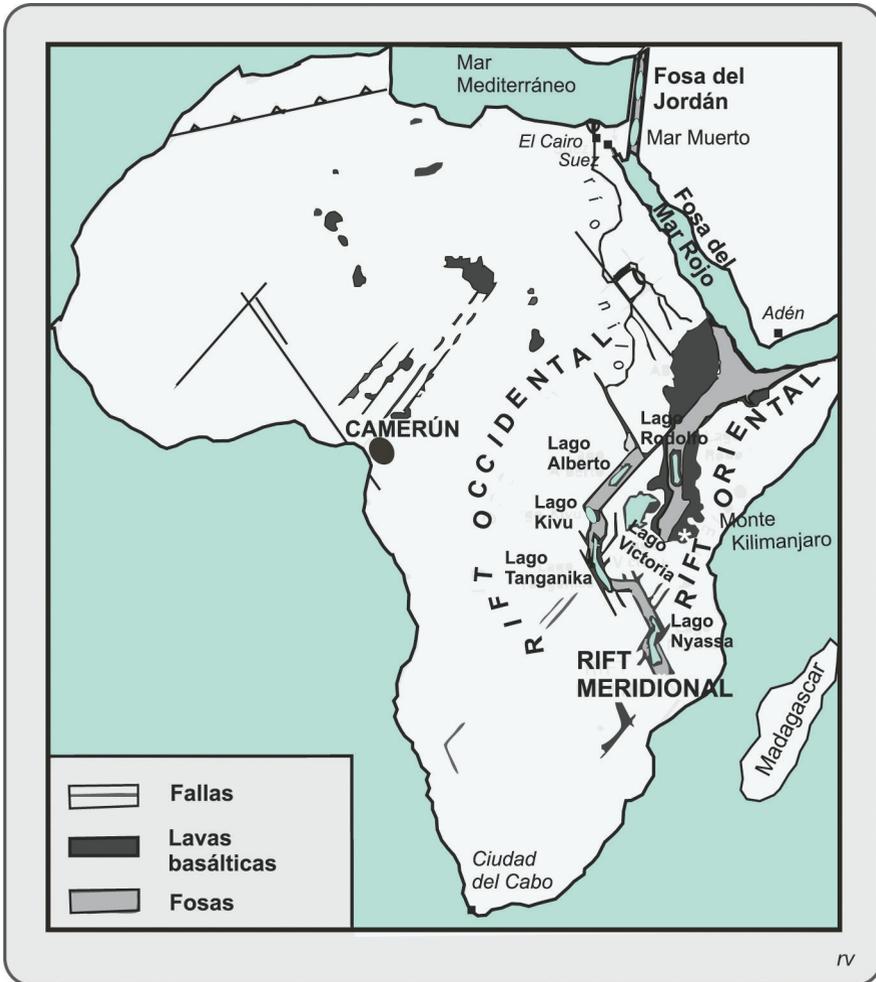


Figura 5.30. Sistema de Valles Rift del oriente africano. Modificado de Aubouin et al., 1980.

En el marco de **colisiones continentales**, sometidas a empuje y acortamiento, se desarrollan complejos sistemas de fallas. El ejemplo clásico es el cuadro colisional de India con Asia. En el frente de colisión se producen importantes **corrimientos y cabalgamientos**, que elevan los Montes Himalaya. Hacia el interior asiático, en el altiplano del Tibet, tiene asiento un importante mosaico de **fallas de rumbo**, en un estilo denominado tectónica de escape. Finalmente se pasa al campo de fallas directas de China, caracterizado por estrechas fosas y mesetas basálticas (Fig. 5.31).

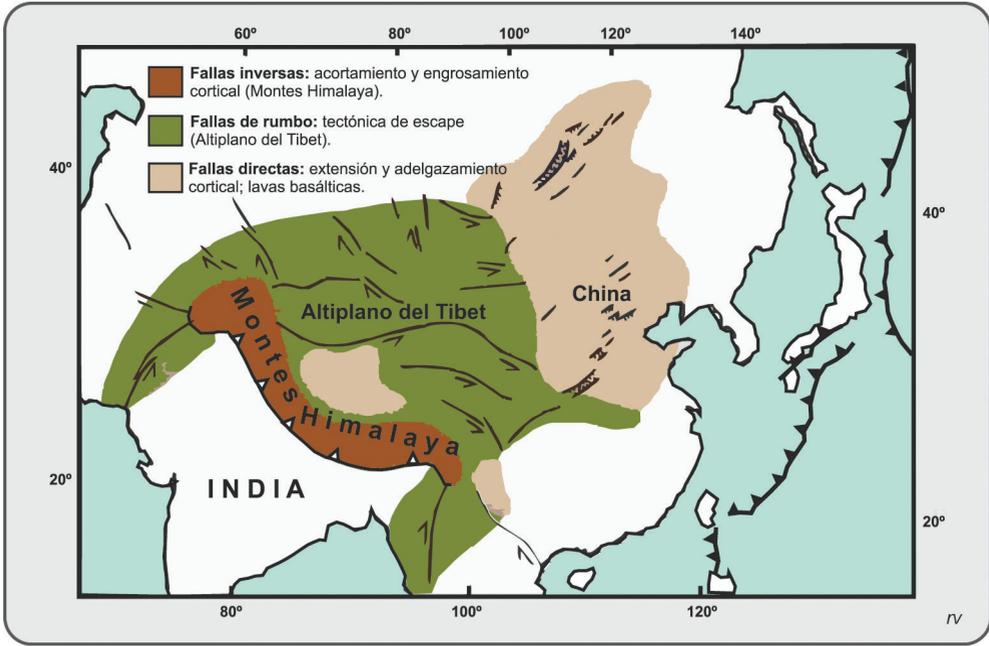


Figura 5.31. Campo de fallas de rumbo producidas por el empuje de India contra Asia. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

En áreas orogénicas asociadas a subducción, como la del Oeste sudamericano (Andes), hay predominio de acortamiento cortical por plegamiento y fallamiento inverso y una de las asociaciones características en el retroarco recibe el nombre de faja plegada y corrida (Fig. 5.32).

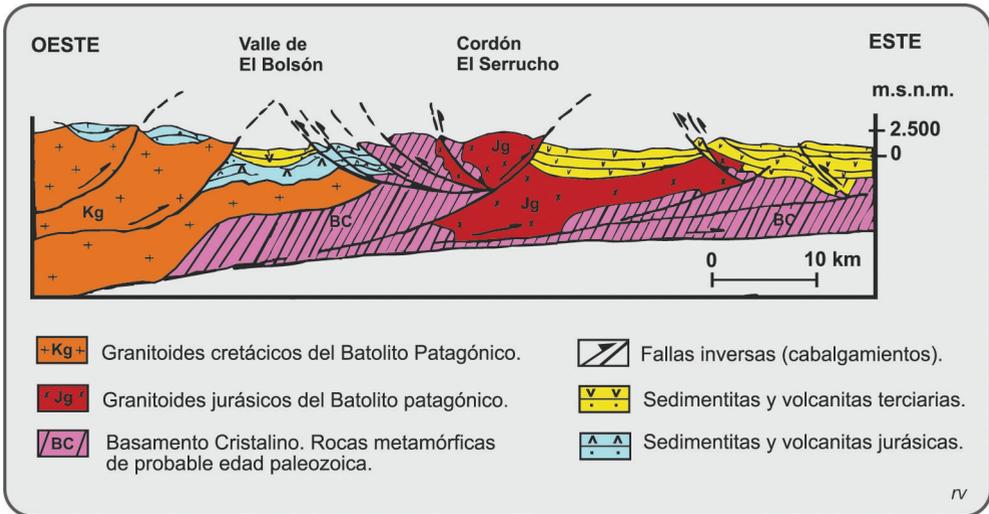


Figura 5.32. Fallamiento inverso en los Andes del sur de Río Negro. Modificado de Giacosa y Márquez, 1999.

Ejemplo de grandes **fallas de rumbo** lo tenemos en el arco de Scotia, un complejo sistema geodinámico que realiza la vinculación entre las placas Sudamérica y Antártida. Incluye dos grandes fallas de rumbo, las ramas Norte y Sur del arco, con cierre oriental en la línea de subducción de la cadena de islas Sandwich. Otro elemento notorio del sistema es el remanente de la Placa Phoenix, entre las Zonas de Fractura Shackleton y Hero, una placa tectónica oceánica del Pacífico que fue migrando al Sur durante el proceso de consumición por subducción debajo de Sudamérica. La magnitud del rechazo se aprecia en el desplazamiento sufrido por las Islas Georgias del Sur, inicialmente próximas a Tierra del Fuego y ahora 1.500 km al Este (Fig. 5.33).

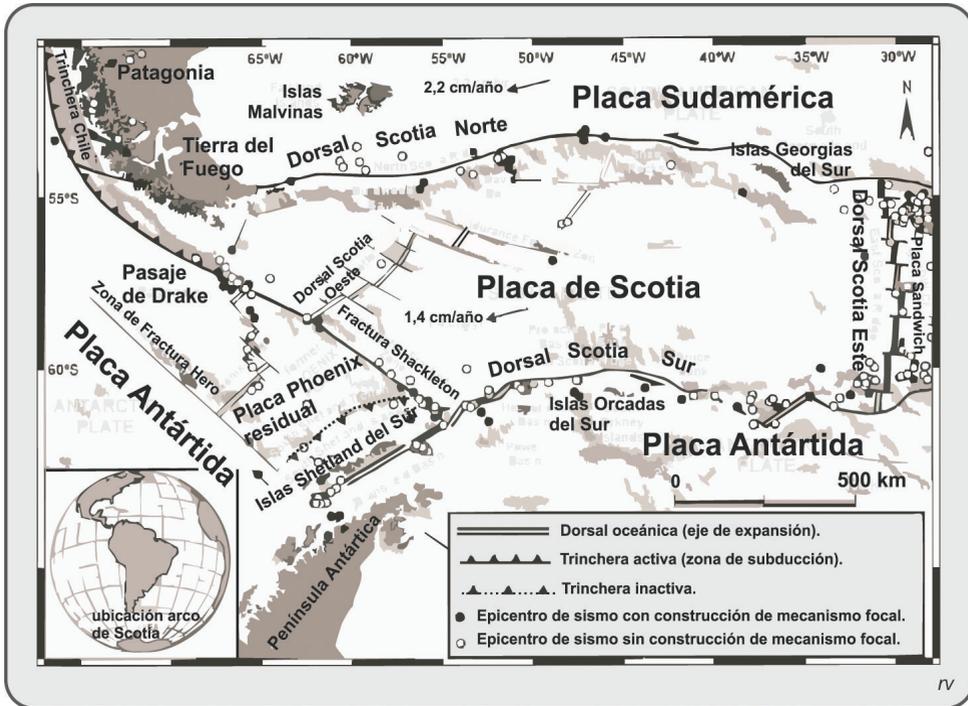


Figura 5.33. Bosquejo geodinámico del arco de Scotia. Modificado de Giner-Robles et al., 2003.