



Tema N° 2 y Tema N° 3

Morfología tectónica y estructural. Análisis de los procesos geomórficos. Agentes y procesos geomórficos. Procesos endógenos y exógenos. La tectónica de placas.

Modelados Estructurales. Clasificación genética de los relieves estructurales. Geoformas producidas por pliegues, fallas y bloques fallados. Desarrollo erosivo de un escarpe de falla. Montañas formadas por bloques fallados. Modelados Pseudoestructurales.

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

Estudia aquellos modelados que deben su carácter a sus litologías y a las estructuras de las rocas, conocidos como **modelados estructurales** o **tectostática**, junto con las formas del relieve que resultan de la actividad de los procesos endógenos (sin la intervención de las fuerzas de denudación), conocidas como **modelados tectónicos** o **tectodinámica** (Guetierrez-Elorza, 2008).

En este caso, se estudia la estructura desde un punto de vista geomorfológico, abarcando no sólo los factores pasivos inherentes al tipo de roca (litología) y a la disposición de los estratos (estratigrafía y tectónica), sino también a los cambios activos y continuos de estas propiedades.

GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

Analiza la lucha constante entre los procesos tectónicos, que tienden a generar topografía, y los procesos superficiales, que denudan y rejuvenecen paulatinamente el relieve creado. Muchas características de la Tierra son consecuencia de la actividad tectónica (por ej. escarpe de falla, pliegues, pluma mantélica, estructura anular, etc.), las cuales se deben a la acción de distintos tipos de actividad tectónica (diastrofismo, epirogenia, isostasia, etc.).

Isostasia: es el estado de equilibrio entre la litósfera y las astenósfera, alcanzado por los ajustes verticales de la litósfera según su espesor y densidad. → cuanto más se eleva la corteza terrestre (cordilleras, altiplanicies) más profunda es su inflexión en el manto superior. Por ej. el plegamiento de estratos inicialmente horizontales produce un engrosamiento de la corteza y el levantamiento isostático de su superficie.

Tectónica de Placas

Es el modelo en el que la parte externa de la Tierra se divide en un número de placas rígidas delgadas, que están en movimiento relativo una con respecto de la otra, a una velocidad relativa de unos pocos cm/año. Gran parte de los sismos, erupciones volcánicas, fosas y cordilleras se producen en los límites de las placas.

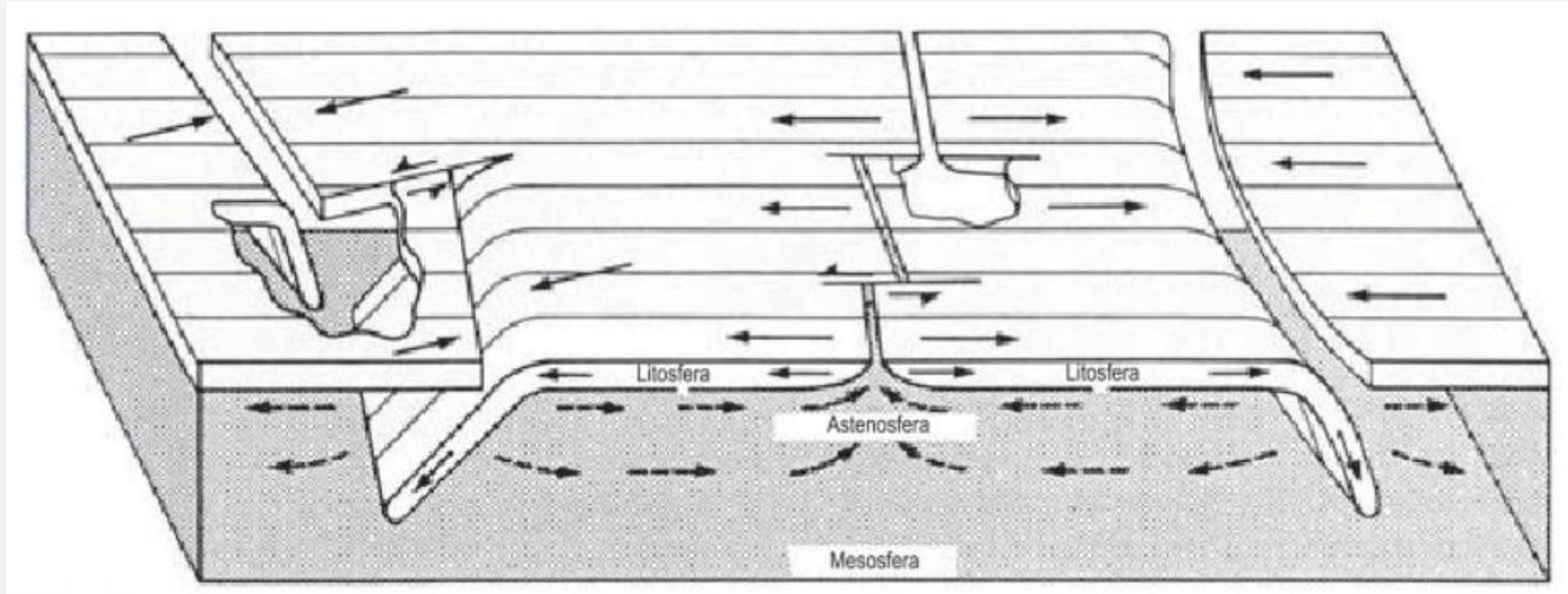
Se pueden identificar: 7 grandes placas (10^8 km²; por ej. Euroasiática, Pacífica), 8 placas intermedias (10^6 a 10^7 km² por ej. Arábica, Caribeña), y ~20 placas más pequeñas (10^5 a 10^6 km²).



Los límites de las placas pueden ser:

- **Convergentes:** zonas de convergencia y destrucción de las placas litosféricas que se hunden en el interior de la Astenosfera, formando la *zona de Benioff-Wadati*. Se destruyen por fusión dando lugar a una actividad ígnea, asociada a arco islas, fosas o con cordilleras volcánicas. En la curvatura del comienzo de la zona de Benioff-Wadati los esfuerzos son tensionales, mientras que en las zonas profundas son compresionales. La colisión de dos continentes da origen a un orógeno de colisión intercontinental (por ej. cordillera del Himalaya). La deformación de la corteza se acomoda a mecanismos frágiles (en la corteza superior, resultando en cabalgamientos o mantos de corrimiento que forman estructuras imbricadas), y dúctiles (manifestada por pliegues tumbados).
- **Divergentes:** regiones donde se crea nueva corteza por la inyección de magma basáltico en las zonas de tensión, situadas en dorsales oceánicas, a partir de donde las placas divergen. → *Rift continentales*: depresiones alargadas en donde toda la litósfera se ha deformado por los esfuerzos de tensión.
- **Transformantes:** algunas placas rígidas se deslizan entre sí a lo largo de fallas de transformación (por ej. el sistema de dorsales oceánicas está formado por una serie de segmentos separados por este tipo de fallas, lo cuales son perpendiculares a la dirección de extensión). Las placas adyacentes están en contacto tangencial y casi no experimentan interacciones con las placas conservantes.

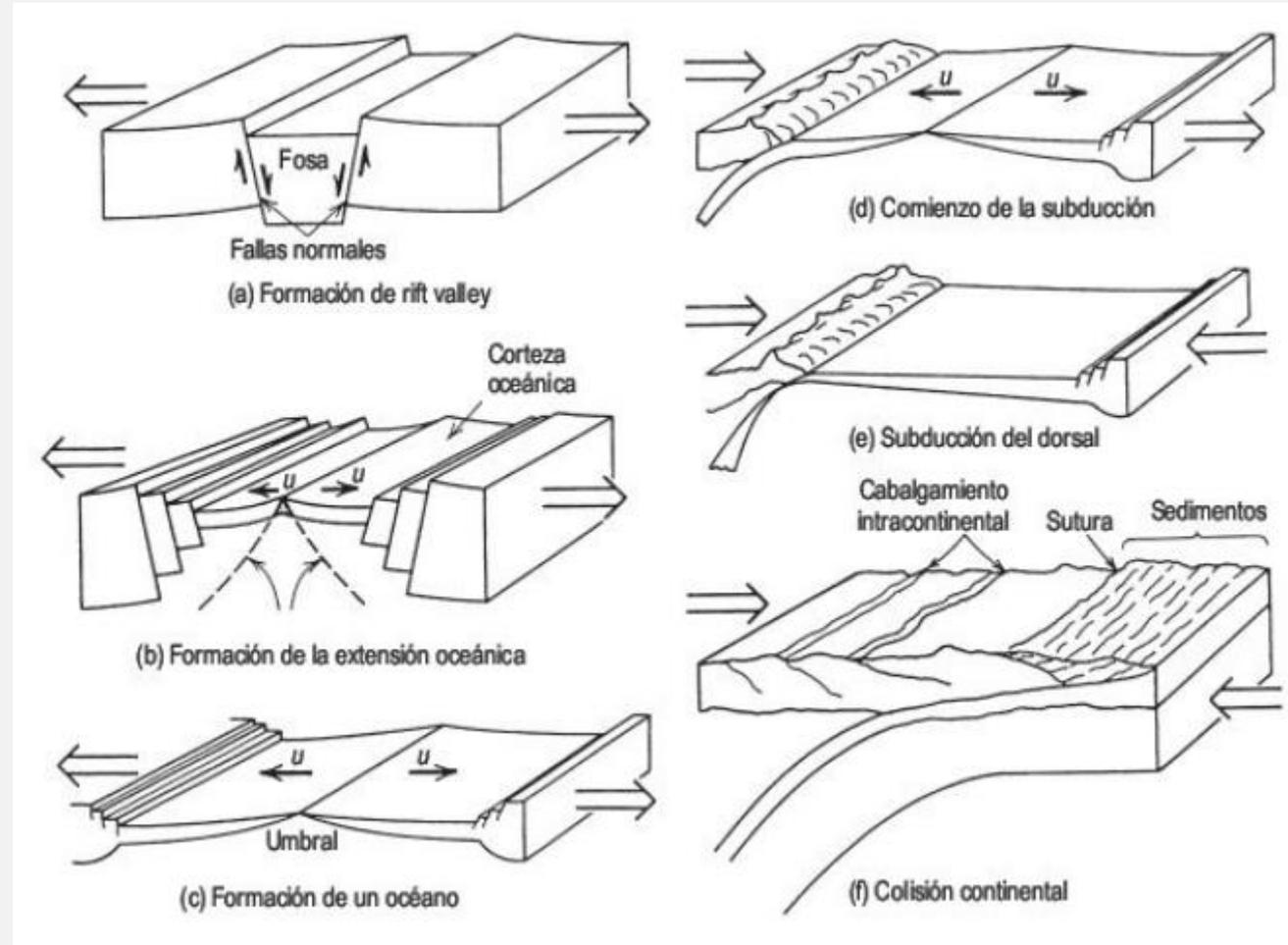
Los límites continente-océano se denominan **márgenes continentales pasivos** o **activos**, en estos últimos tiene lugar la subducción.



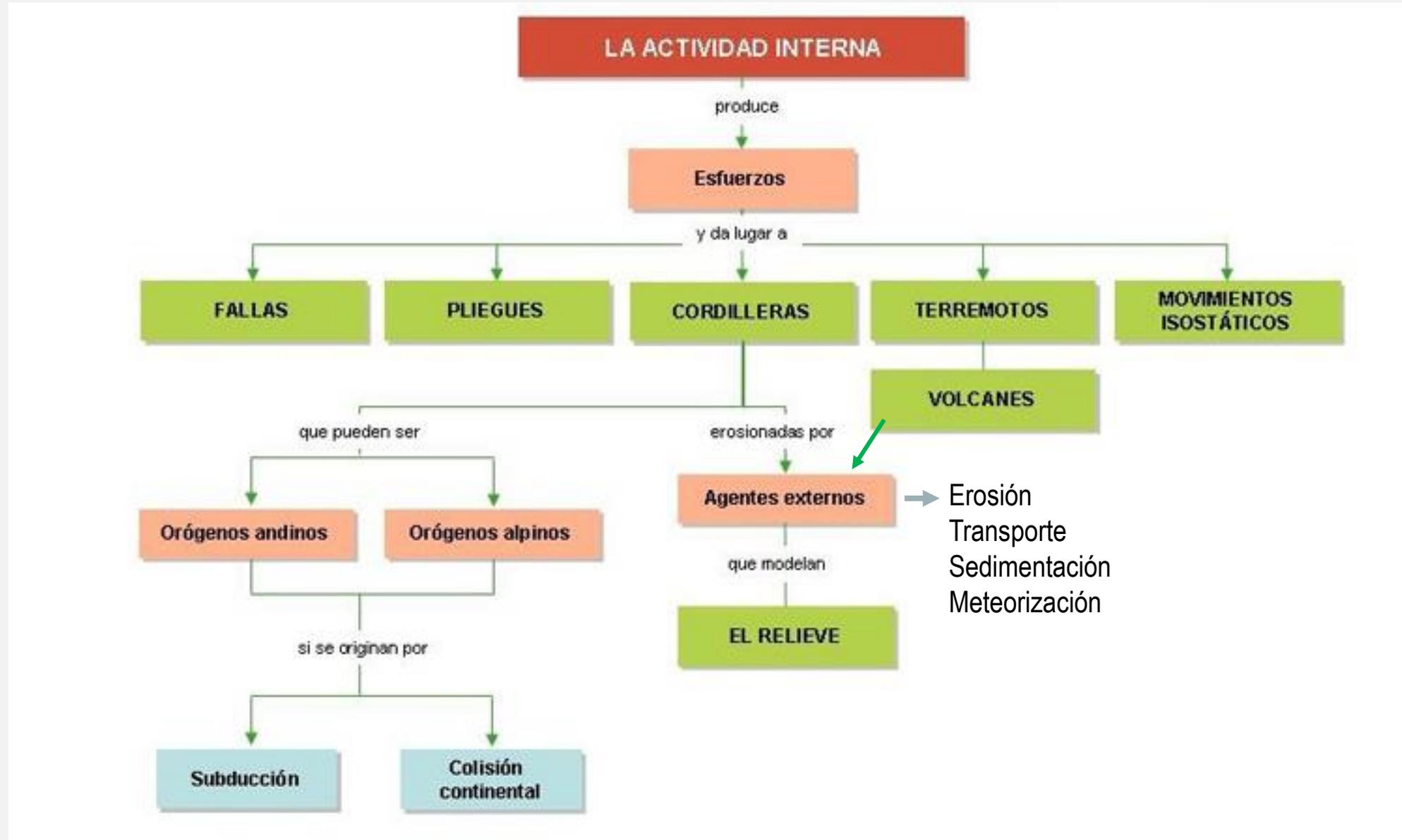
Bloque diagrama de las principales características de las placas tectónicas. Las flechas en la litósfera indican movimientos relativos y las de la astenosfera pueden representar flujo complementario en el manto. *Tomado de Gutiérrez-Elorza (2008)*

Wilson (1966) propuso que la deriva continental es cíclica, ya que los océanos se abrían y cerraban cíclicamente. Esta ciclicidad se conoce como ciclo de Wilson.

Etapas de desarrollo del ciclo de Wilson (Turcotte y Schubert, 2002).



Interacciones de los procesos endógenos

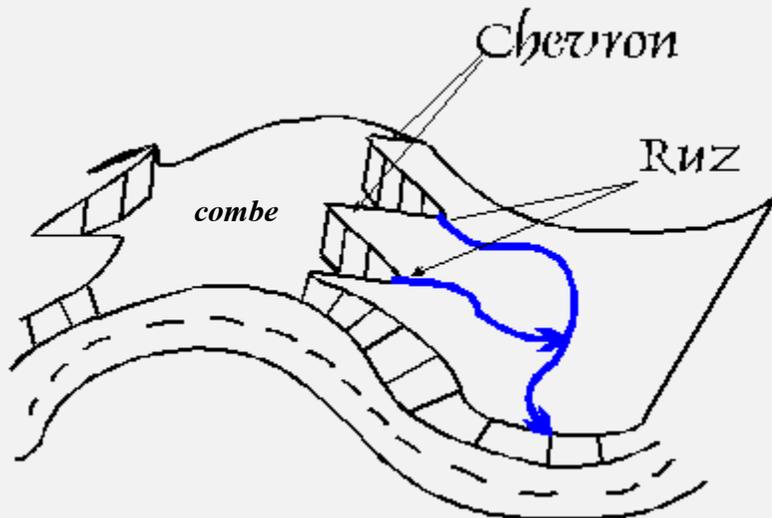


→ Erosión
 Transporte
 Sedimentación
 Meteorización

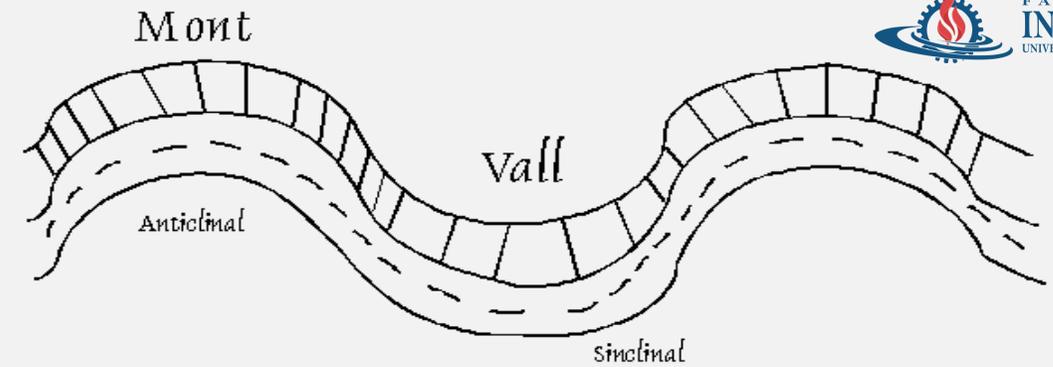
Clasificación de los relieves estructurales

Se pueden distinguir tres tipos de relieves estructurales:

1) Formas originales o primitivas: cuando las estructuras tectónicas condicionan totalmente el relieve. Por ejemplo, cuando se forma un **mont** y un **vall**, correspondientes, respectivamente, al anticlinal y sinclinal de un pliegue. El *mont* es el anticlinal y es la parte superior del pliegue, formado por una capa resistente a la erosión. El *vall* corresponde al sinclinal, y es la parte inferior del pliegue, que suele ser plana por la acumulación de materiales deleznable que se han depositado desde arriba. Otra forma original o primitiva serían los **escarpes formados por planos de falla**.



Fuente: http://enciclopedia.us.es/index.php/Archivo:Ruz_y_chevron.png

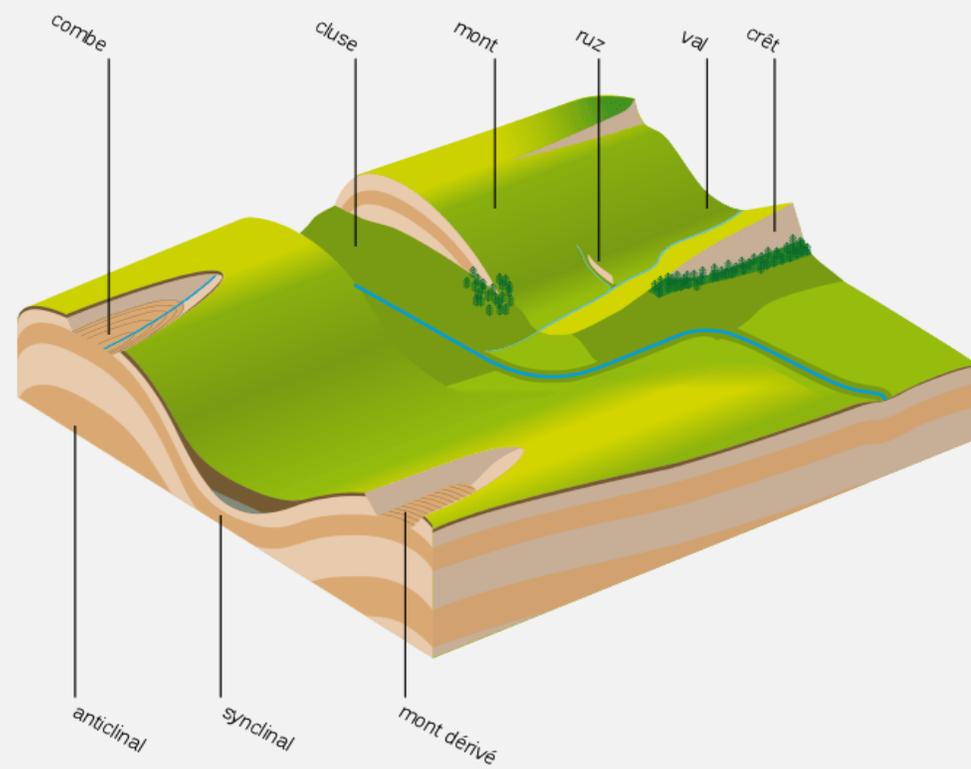


Fuente: http://enciclopedia.us.es/index.php/Archivo:Mont_y_val.png

2) Formas penioriginales: cuando se conserva la morfología tectónica casi original pero presenta algunos rasgos como resultado de otras acciones modeladoras. Por ejemplo, las **combes** y las **cluses**.

- Cuando un *mont* se erosiona y se forma una depresión a lo largo de la charnela del anticlinal, aparecen unos valles llamados **combes**.
- Las *combes* están delimitadas por las **crestas**, los restos de la capa erosionada. Si las crestas buzan más de 45° se llaman **barras**.
- Los ríos que bajan por la pendiente del buzamiento del flanco de un pliegue reciben el nombre de **ruz**. Cuando se produce la sucesión de varios *ruz* en un flanco forma los **chevron**, una zona entre los ríos con forma de punta de flecha.

* Un **cluse** es un valle transversal al *mont*, causado por la erosión fluvial al descender su nivel de base



3) **Formas derivadas:** cuando la estructura tectónica de una región condiciona el efecto de otros procesos morfogenéticos. Por ejemplo, los relieves en cuesta y las crestas.



Los relieves estructurales de cuencas sedimentarias Adinal
Se localizan en los centros de las cuencas sedimentarias y traducen la horizontalidad con la que se depositaron en ellas los sedimentos.

Tipos de formas estructurales más comunes.

ESTRUCTURA		FORMAS ELEMENTALES ORIGINALES O DERIVADAS	FORMAS COMPLEJAS DERIVADAS	
Atectónica o tectónica compleja		Aclinal	Plataformas estructurales horizontales, cornisas, taludes	Terrazas, escalones, hombreras, mesas, cerros, páramos, cornisas
De plegamiento	Estructuras simples (por lo general autóctonas)	Monoclinal o isoclinal	Plataformas estructurales inclinadas, crestas, alineaciones, taludes, cornisas	Crestas o <i>hog-back</i> (figuras 14.2 y 14.3) Cuestas (figura 14.1) <i>Chevrons</i> , barras (figura 14.2)
		Heteroclinal	Antiformas y sinformas de todo tipo	Seriación de todos los elementos dando relieves conformes o invertidos (figura 14.2)
		Periclinal y dómico	Antiformas y sinformas	Domos cupuliformes o elipsoidales y sus sinformas equivalentes (figura 14.3)
	Estructuras complejas (por lo general alóctonas)	Agrupación de las estructuras anteriores de forma irregular	Asociación de las morfologías previas en fisonomías irregulares, donde abundan barras, crestas, <i>klippes</i> , ventanas	
De fracturación		Escarpes de todo tipo (figuras 14.4 y 14.5) Basculamientos Cambios de pendiente Taludes Alineaciones	<i>Horsts</i> , macizos o elevaciones <i>Grabens</i> , depresiones o cuencas <i>Semigrabens</i> , depresiones o cuencas de basculamientos o disimétricas Relieves en bloques (<i>block mountain</i> , <i>horsts</i> y <i>grabens</i> seriados; figura 14.6) Graderíos o escalonamientos	

Fuente: de Pedraza-Gilsanz (1996)

Los **relieves estructurales** se pueden agrupar según el ámbito tectónico en el que se producen:

1) Zonas con estratificación horizontal.

Plataformas o páramos.

Mesas o muelas.

Cerros testigo u otros.

Antecerros.

2) Zonas plegadas.

Estructuras monoclinales.

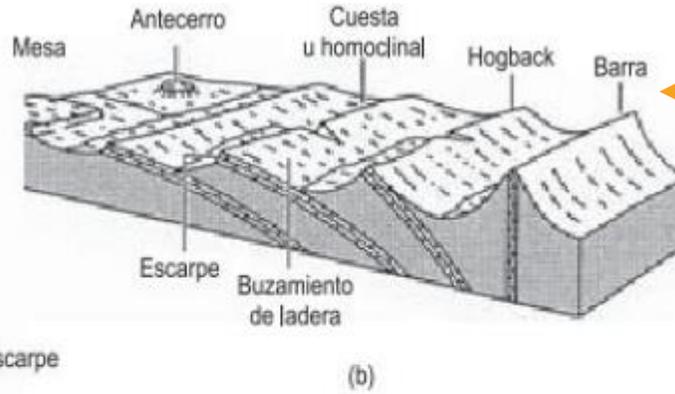
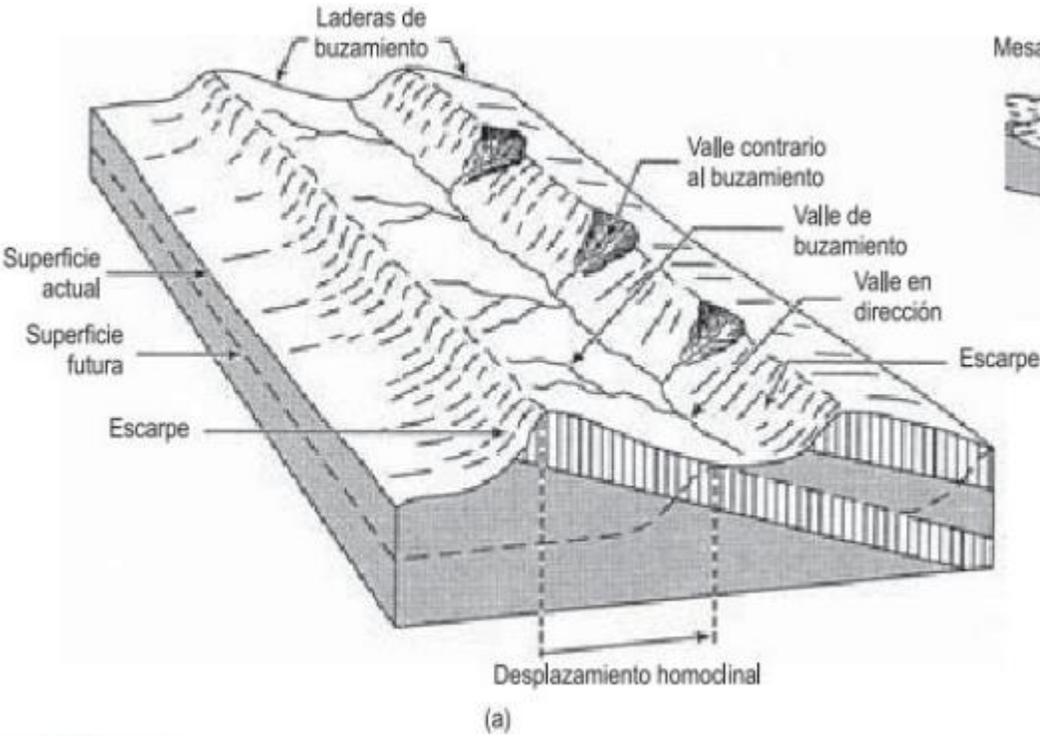
Estructuras plegadas.

3) Zonas fracturadas.

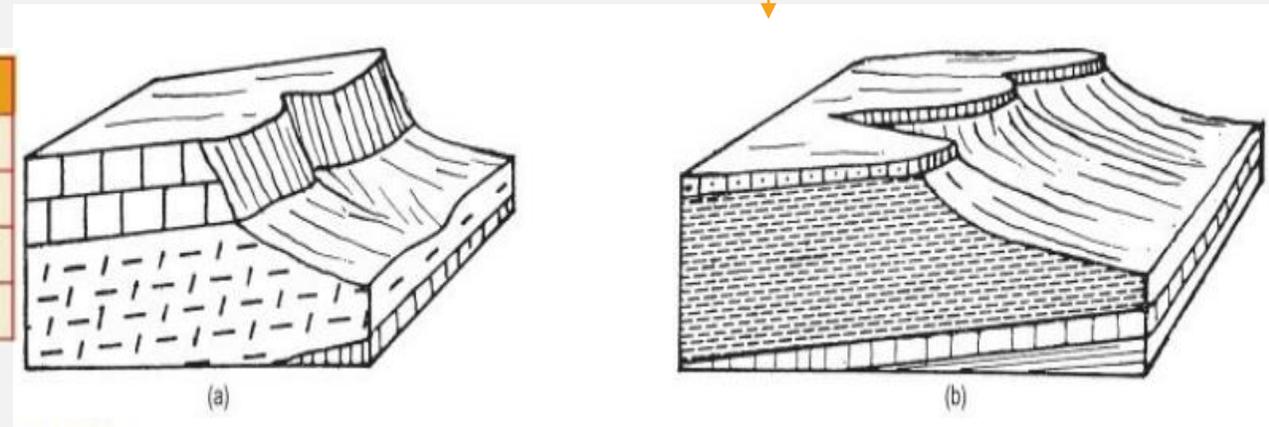
1) Zonas con estratificación horizontal (relieve acinal)

En estas zonas, la actividad de los procesos exógenos da lugar a relieves diferenciales con amplias **plataformas, mesas y relieves en graderío**. Las morfologías en **mesa** requieren de la presencia de una capa dura en el techo y constituyen un relieve residual. Puede estar formada de caliches y lateritas. La continua erosión de las mesas conduce a la desaparición de la capa dura superior convirtiéndose en **antecerro** (butte). El término **cuesta** se aplica a la morfología de erosión diferencial en series monoclinales de escaso buzamiento. En estratos duros, se crea un escarpe, cuya ladera se denomina **frente** de la cuesta y la ladera opuesta se conoce como **reverso** o **dorso**. El trazado de la cuesta depende de la potencia de la capa resistente del frente; si el espesor es grande el frente será poco recortado, y si tiene poco espesor la erosión es más fácil y el frente presenta marcada sinuosidad. Si la inclinación de las capas es significativamente mayor, se conoce como **hogback**, y si se aproxima a la vertical se le llama **barra**.

Series monoclinales y sus relaciones con el relieve. a) Cuestas y su relación con el drenaje. b) Formas asociadas con estratos progresivamente de mayor buzamiento (Goudie, 2004 en Guetiérrez-Elorza, 2008).

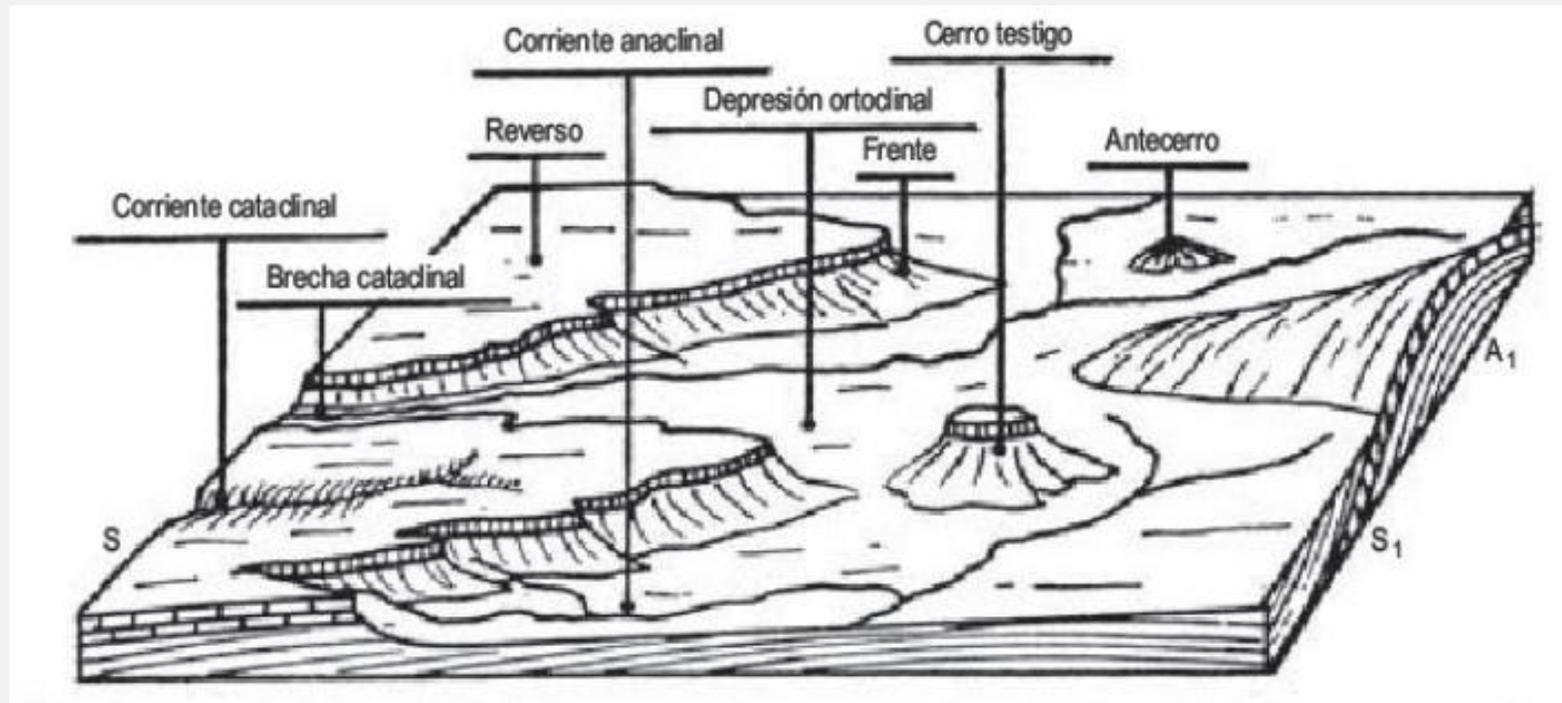
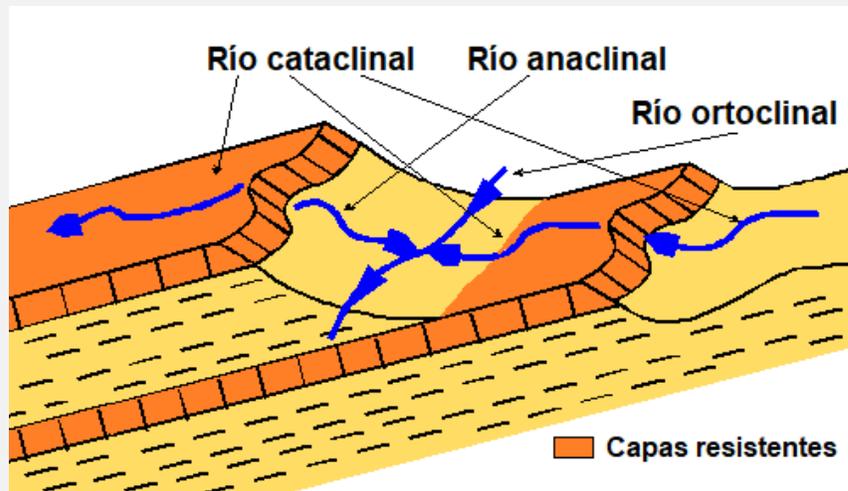


Bloques diagramas de cuestas. a) Frente abrupto y poco recortado desarrollado en calizas de un espesor importante. b) Frente sinuoso con cornisas de areniscas de poca potencia.



Birot (1959)	Simonett (1968)	Viers (1974)
Cuesta <10°	Cuesta 0,5-5°	Cuesta 1-10°
Cresta >10°	Homoclinal ridges 5-40°	Crestón 10-30°
Barra >45°	Hogback >45°	Hogback 30-70 °
		Barra 70-90°

Las corrientes que cortan ortogonalmente la dirección de los estratos dan lugar a una morfología en facetas triangulares denominadas **chevrans**. A las corrientes que discurren a favor del buzamiento de los estratos se les denomina **consecuentes** o **cataclinales**; los cursos de agua que transcurren contrario al buzamiento de los estratos se conocen como **resecuentes** o **anaclinales** o **subsecuentes**. Cuando discurren paralelos a la dirección de las capas reciben el nombre de **obsecuentes** o **subsecuentes** u **ortoclinacines**.



Esquema de la disposición de las cuestas. Se reconocen las corrientes cataclinales o consecuentes y las anaclinales.

Tipos de valles en relación con la estructura tectónica e inclinación general del terreno (basado en Powell, 1875; ref. 1961).

A. SEGÚN SU POSICIÓN RESPECTO A LAS CAPAS

1. *Longitudinales*, acomodados a las capas plegadas, siguiendo su dirección; pueden ser:

- *anticlinal*, formado a expensas de antiformas desmontadas según una dirección más o menos paralela a su eje

- *sinclinal*, instalado en una depresión sinclinal
- *monoclinal* u *ortoclinal*, situado entre capas mono o isoclinales

2. *Transversales*, cortan a la estructura siguiendo direcciones perpendiculares a los ejes de plegamiento; pueden ser:

- *diaclinal*, valle transversal a un anticlinal
- *cataclinal*, valle transversal a una serie monoclinal, que discurre «a favor del buzamiento»
- *anaclinal*, valle transversal a una serie monoclinal, «en el sentido contrario» al buzamiento

B. EN RELACIÓN A LA INCLINACIÓN DOMINANTE DEL TERRENO, MARCADA POR LA ESTRUCTURA

1. *Consecuente*, sigue esa inclinación dominante, aun cuando tenga contrapendiente local. Ejemplo: valles diaclinales o cataclinales de captura

2. *Subsecuente*, valle tributario de un consecuente, perpendicular a la inclinación dominante y según la dirección de la estructura. Ejemplo: valles ortoclinales o monoclinales

3. *Obsecuente*, sigue la pendiente local contraria a la dominante. Ejemplo: ríos anaclinales sobre el talud de un frente monoclinal

4. *Resecuente*, es una corriente local consecuente; por ejemplo: en el revés de un relieve monoclinal. En general, los resecuentes se han originado con posterioridad a los subsecuentes o valles ortoclinales de los que son tributarios

C. POR SU CONSOLIDACIÓN O INSTALACIÓN

1. *Antecedente*, valle (preinstalado o nuevo) que evoluciona a la vez que la estructura

Ejemplo: un encajamiento condicionado por neotectónica o la expansión de un diapiro. Se denomina también *ingénesis*

2. *Sobreimpuesto*, valle elaborado sobre una estructura consolidada

Ejemplo: un encajamiento en rocas del sustrato, por profundización del valle y erosión de la cobertera. Se denomina también *epigénesis*

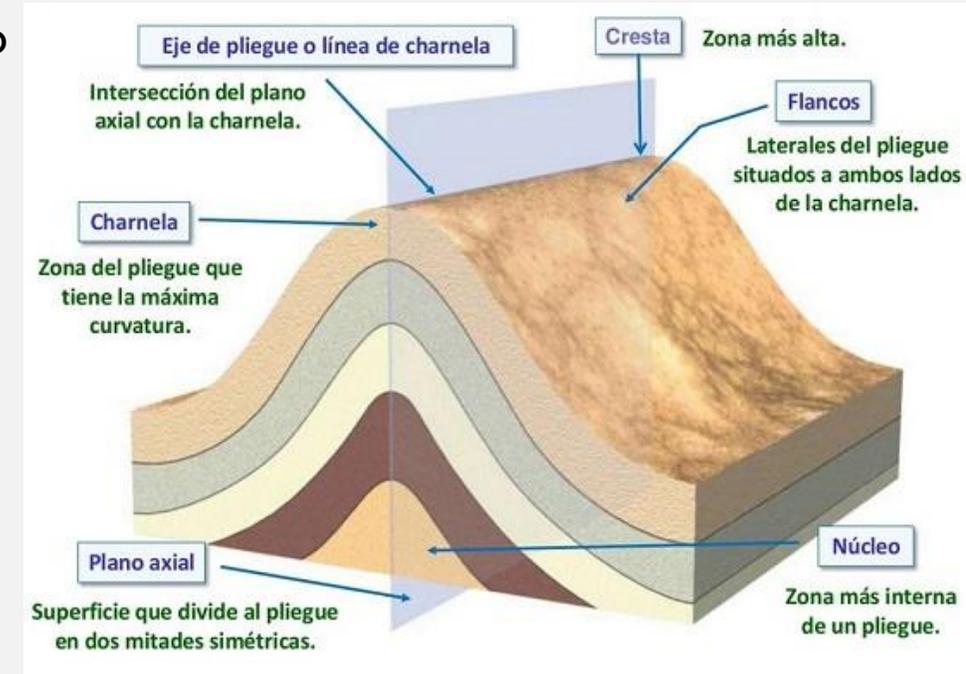
2) Zonas plegadas

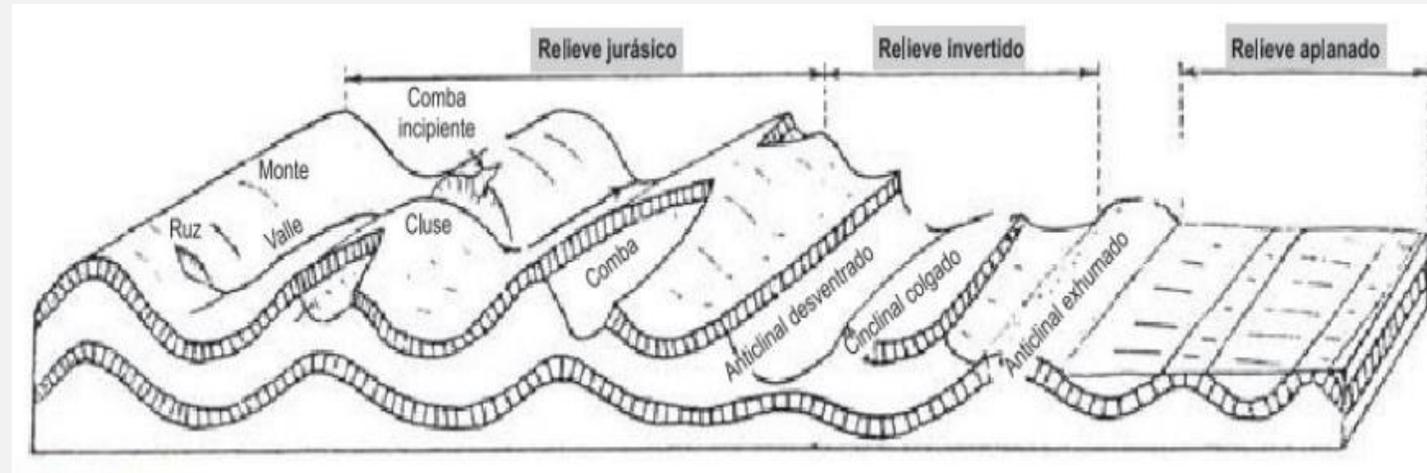
La evolución del relieve en estas zonas se lleva a cabo para estructuras simples, como un conjunto de anticlinales y sinclinales de amplitud similar. Estos pliegues evolucionan, desde el punto de vista geomorfológico, dando origen a diversas formas y relieves. Cuando las zonas de mayor altura corresponden con estructuras anticlinales, se denominan **montes**; si las áreas deprimidas corresponden con sinclinales, se conocen como **valles**; al conjunto se le llama **relieve congruente**.

Cuando la erosión hídrica incide en las áreas de charnela de un anticlinal, se elabora una **comba**, la cual se alarga entre dos **crestones**. Una corriente conforme que incide en el flanco de un anticlinal se conoce como **ruz**. Cuando un río se encaja y atraviesa perpendicularmente la estructural anticlinal, conforma una garganta denominada **cluse**. A todo este conjunto se le denomina **relieve jurásico**.

Cuando la erosión de la comba progresa, la capa dura del anticlinal se desmantela generando un **relieve invertido**, en el que se reconoce un **anticlinal desventrado** y en posición culminante un **sinclinal colgado**. Si la región permanece tectónicamente estable durante un intervalo de tiempo considerable, se arrasan las estructuras plegadas y se produce un **relieve aplanado**. Si posteriormente este relieve es sometido a un levantamiento generalizado, la red fluvial reincide sobre el terreno y las capas duras se sitúan en posición elevada, quedando todas estas zonas a la misma altura. Este tipo de morfología se conoce como **relieve apalachiano**.

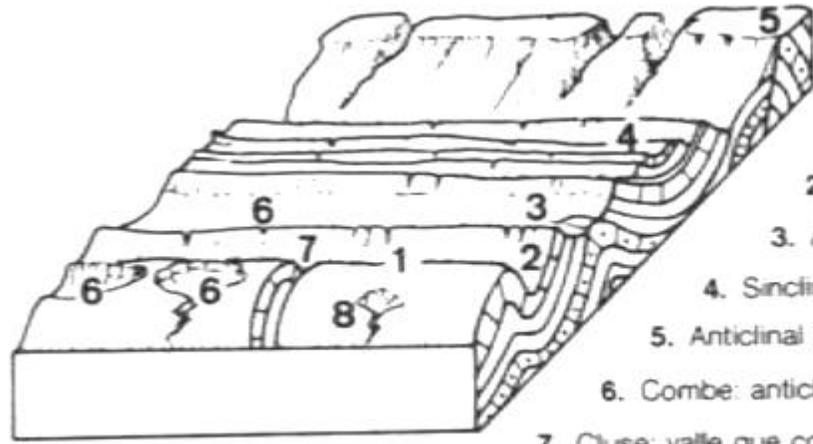
Todas estas morfologías se originan en pliegues simples de estilo congruente.





↑
Evolución del relieve plegado
(Derruau, 1965).

Se denomina **antecedencia** cuando un curso fluvial se desarrolla antes del levantamiento tectónico, y mantiene su dirección durante el levantamiento. Se llama **sobreimposición** a la siguiente secuencia de evolución: un curso fluvial se encaja en una formación horizontal, en discordancia sobre un conjunto plegado; al alcanzar la superficie de discordancia incide en la misma, discurriendo por las capas más fácilmente erosionables.

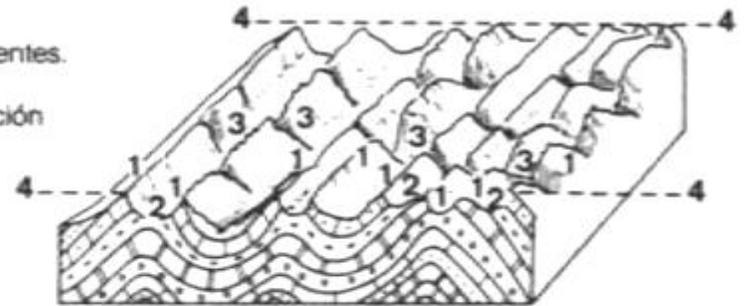


1. Anticlinal en relieve directo («mont»).
2. Sinclinal en relieve directo («val»).
3. Anticlinal desventrado («combe»).
4. Sinclinal colgado.
5. Anticlinal colgado.
6. Combe: anticlinal erosionado.
7. Cluse: valle que corta perpendicularmente un pliegue.
8. Ruz: valle en el flanco de un pliegue.

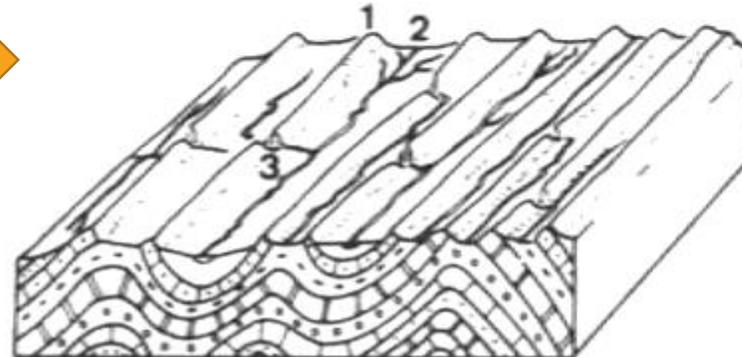
Elementos fundamentales de un relieve plegado jurásico. Fuente: Muñoz-Jiménez (1995)

Elementos fundamentales del relieve apalachense en dos ejemplos diferencialmente marcados por la erosión de los afloramientos deleznales. Fuente: Muñoz-Jiménez (1995)

1. Barras de rocas resistentes.
2. Surcos de rocas poco resistentes.
3. Pasillos y brechas de disección en las «barras».
4. Superficie teórica de cumbres.



Relieve apalachense (con la estructura plegada más o menos marcada en el relieve)

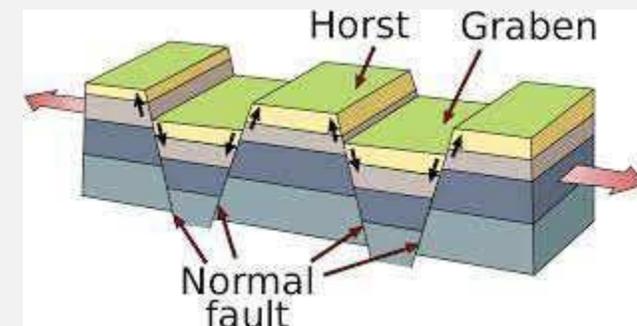
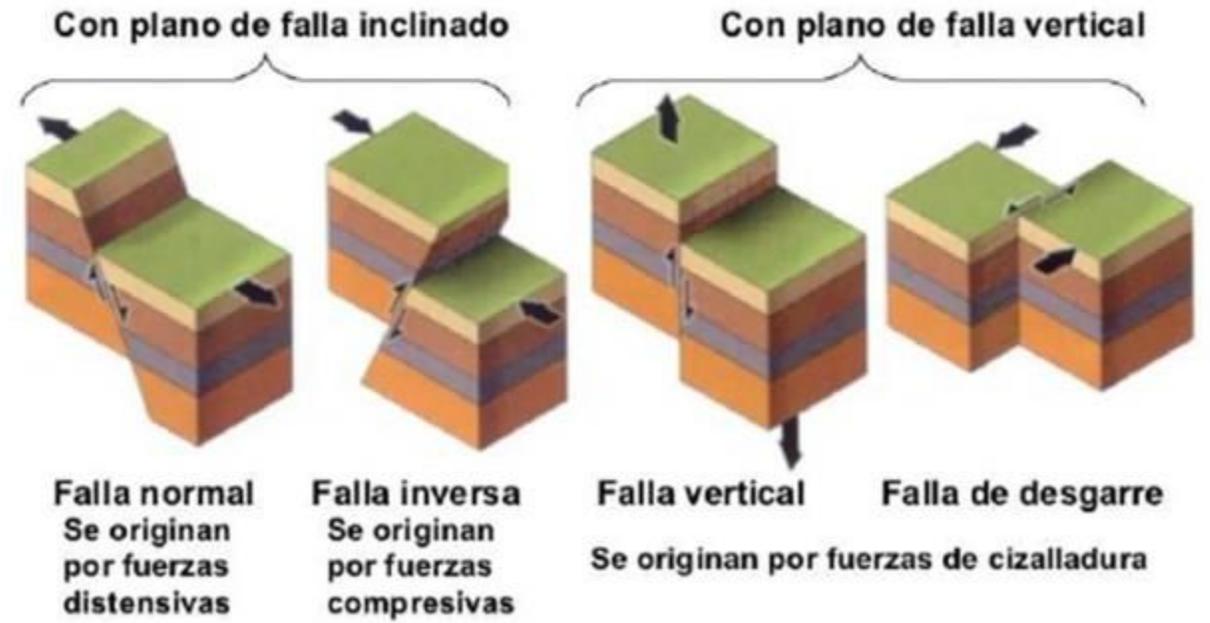


3) Zonas fracturadas

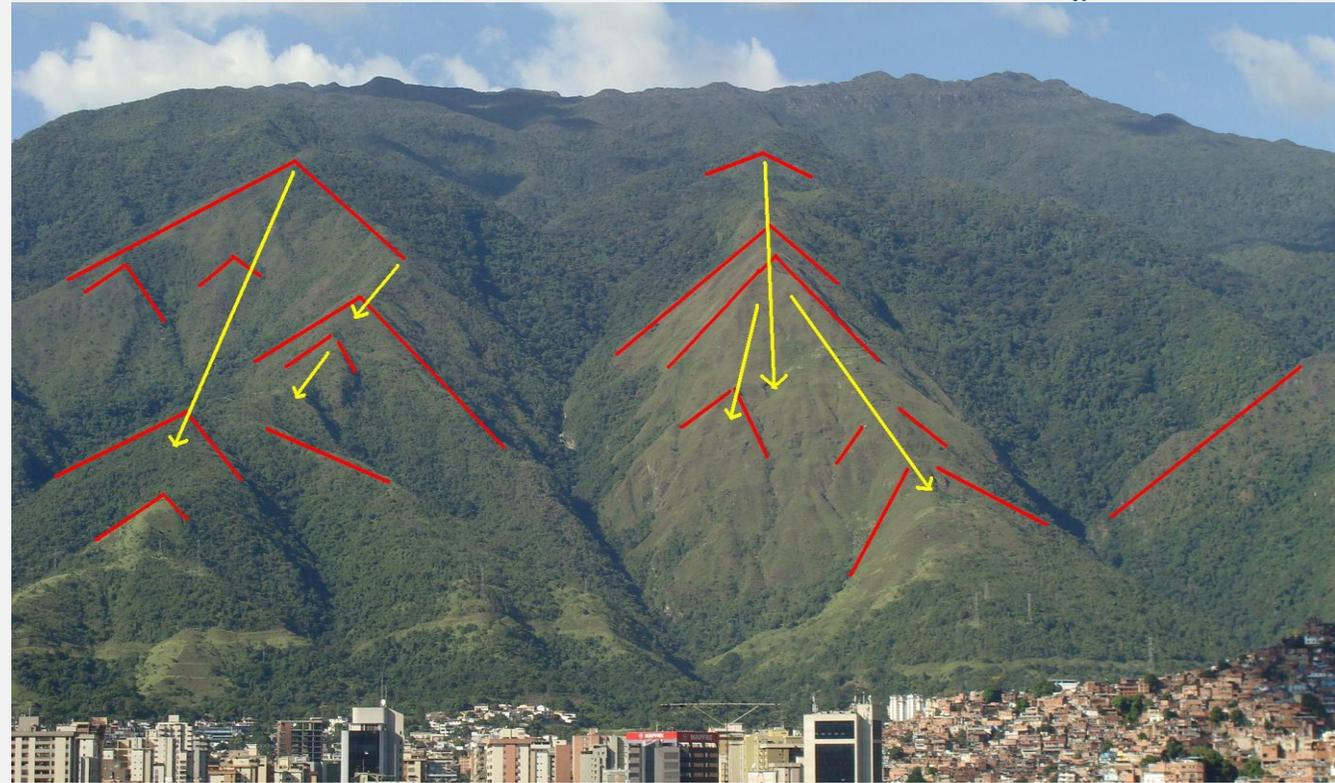
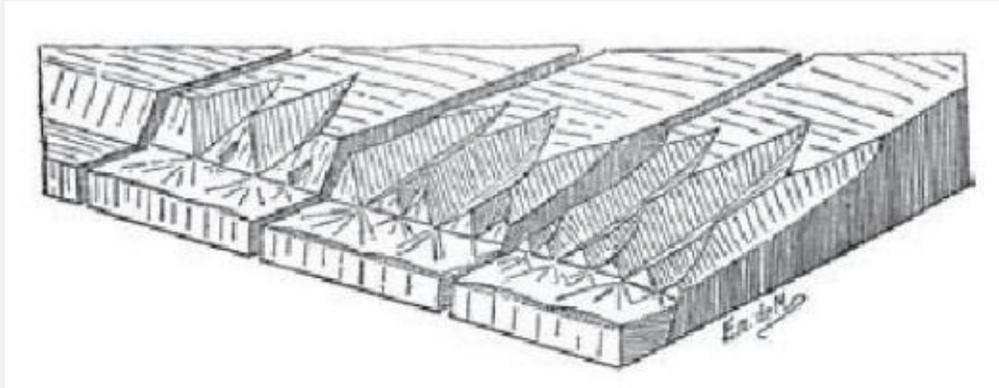
La fallas son fracturas con movimientos diferenciales. Tanto las fallas normales como las inversas pueden dar origen a escarpes en el límite de los bloques levantados y hundidos, denominados **escarpes de falla**. El bloque levantado de una falla normal sufre erosión fluvial de distinto grado y sobre el escarpe de falla se producen **facetas trapezoidales de falla**, que en su evolución y ampliación se transforman en **facetas triangulares de falla**. Estas facetas pueden tener un salto de varios cientos de metros por movimientos repetidos de la falla. Al pie del escarpe de falla, suelen desarrollarse **abanicos aluviales**, que en las zonas áridas se conservan fácilmente, aunque el estado evolutivo de un escarpe de falla depende de la relación entre la velocidad de levantamiento y la intensidad de los procesos erosivos. En este contexto, es posible que desarrollen **valles colgados** si el encajamiento es menor que el levantamiento.

Tipos de fallas

Según el desplazamiento o salto de bloques, las fallas se clasifican en:

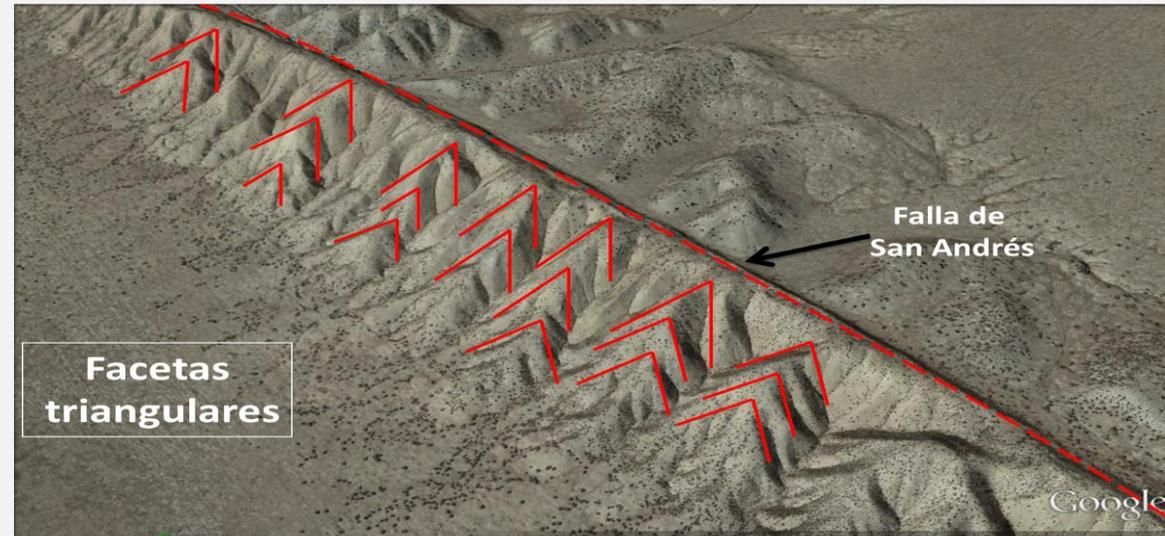


Se denominan **facetas triangulares** a un fenómeno geológico (y también geomorfológico) producido por una línea de fallas paralela a una cordillera y cuyo espejo o plano de falla, corta nítidamente a los espolones o filas montañosas que se desprenden en forma perpendicular al eje de dicha cordillera

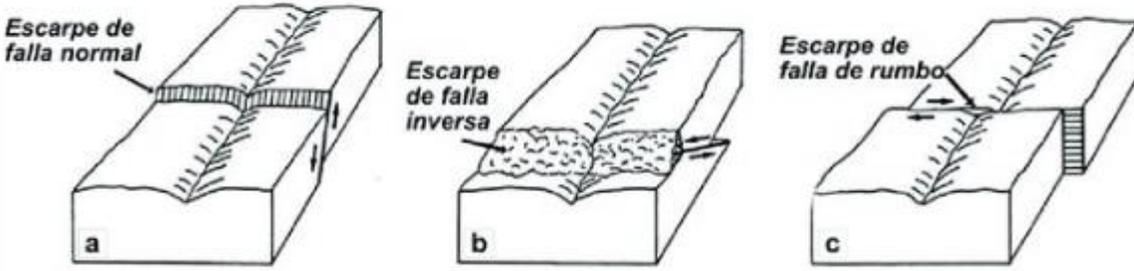


Formación de facetas indicadoras de una falla.

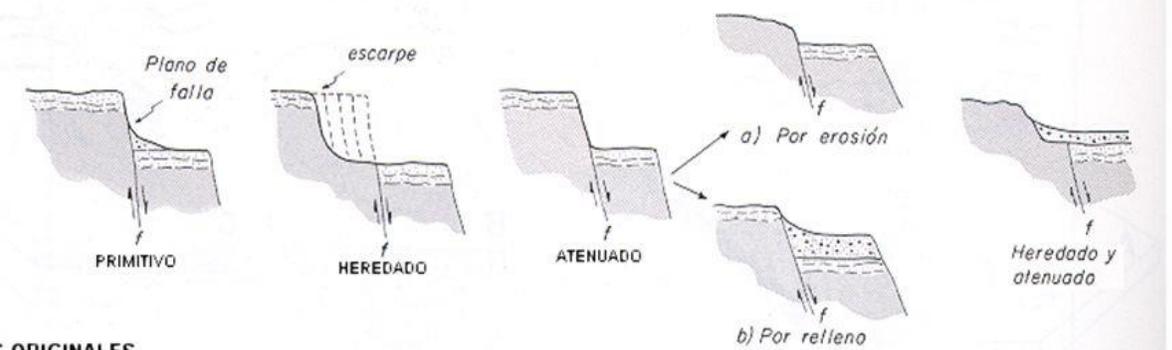
Las facetas pueden desarrollarse por abrasión marina, en valles glaciares, en valles fluviales rejuvenecidos recientemente y en la erosión de conos volcánicos (*planezes*).



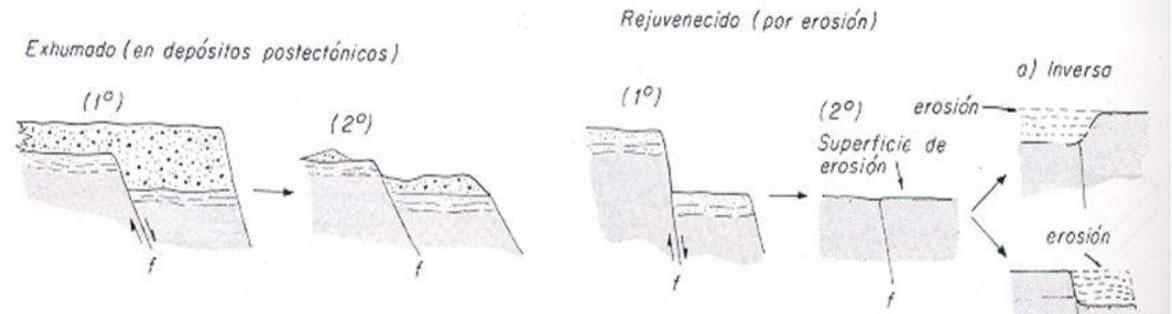
Los escarpes de falla llegan a desaparecer cuando la denudación supera al levantamiento. Al mismo tiempo, es posible que desarrolle un **escarpe de línea de falla** como consecuencia de la erosión de una falla antigua. Existen dos tipos de escarpes de línea de falla: los **resecuentes**, donde toda la superficie fue degradada a excepto de una formación resistente situada en el bloque levantado, por lo que el escarpe se aproxima a la línea de falla; y los **obsecuentes**, que se forman cuando las rocas existentes en el bloque hundido son más resistentes que las del bloque levantado. La erosión es más intensa en el bloque hundido, por lo que el escarpe se sitúa en el lado opuesto al original, dando lugar a una **inversión del relieve**.



ESCARPES DE FALLA



ESCARPES ORIGINALES

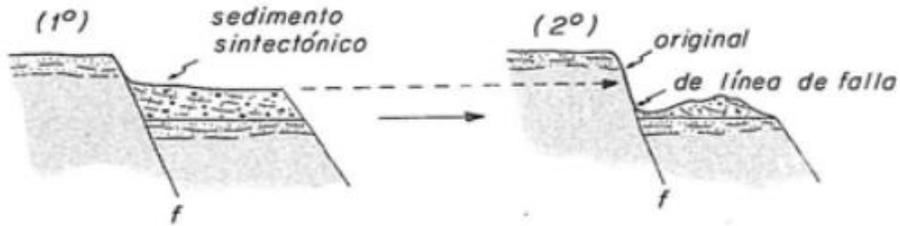


ESCARPES DE LÍNEA DE FALLA

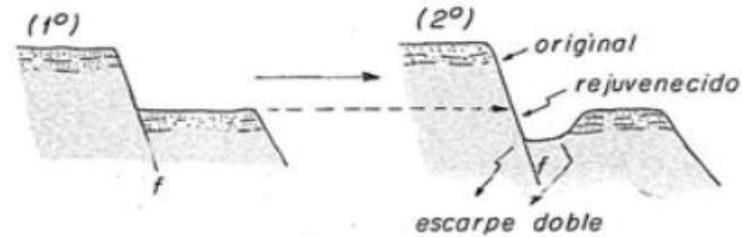
Fig. 14.4 //pp. 348. Pedraza et al. (1996)

III. COMPUESTOS

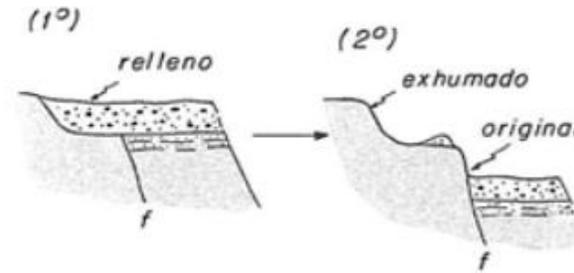
1. Por exhumación



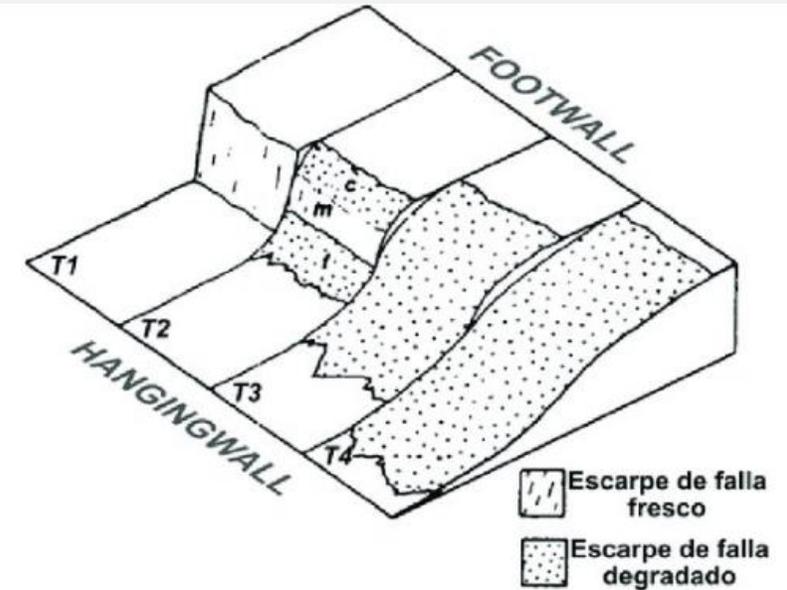
2. Por rejuvenecimiento y escarpe doble



3. Por reactivación



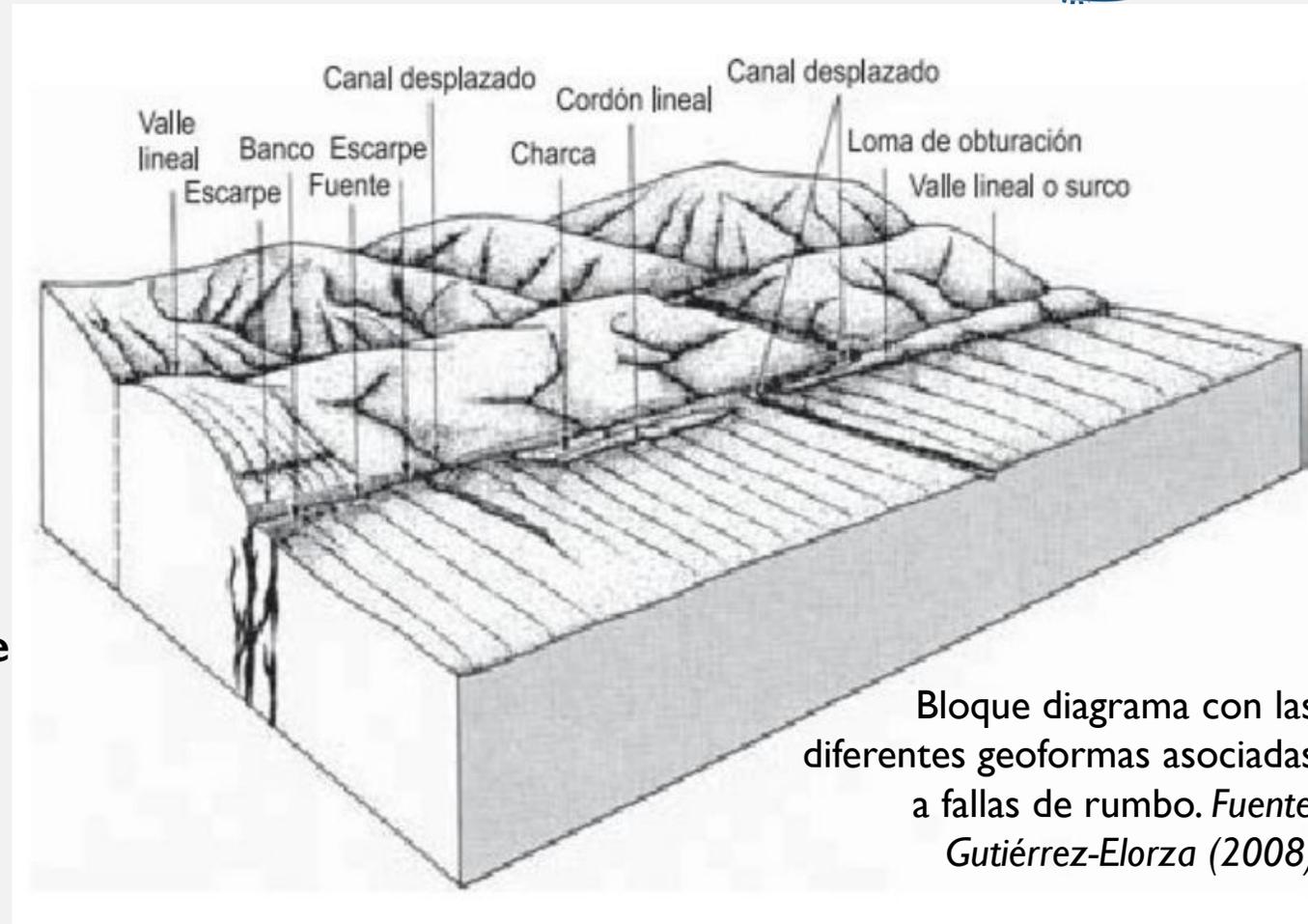
Evolución de un escarpe de falla frente a procesos de degradación a través del tiempo. Fuente: Benavente et al. (2021).



Tipos de escarpes asociados a fallas. Fuente: de Pedraza-Gilsanz (1996)



Algunas geoformas asociadas a las *fallas de rumbo* son: **valles lineales**, que discurren a lo largo de las fallas principales, los **escarpes** con una componente en la vertical, los **bancos** (*benches*) que constan de topografías planas ligeramente elevadas y pueden estar basculados o abombados, las **fuentes** (termales o no), los **canales desplazados** (que indican la dirección relativa del desplazamiento), las **charcas** relacionadas con abombamientos relativos de la zona de falla, **cordones lineales** (pequeñas áreas producidas por compresión entre múltiples traza en una zona de falla), y las **lomas de obturación o presión**, que se forman cuando una falla mueve un cordón y lo enfrenta con un curso fluvial reflectándolo o desplazándolo en sentido opuesto.

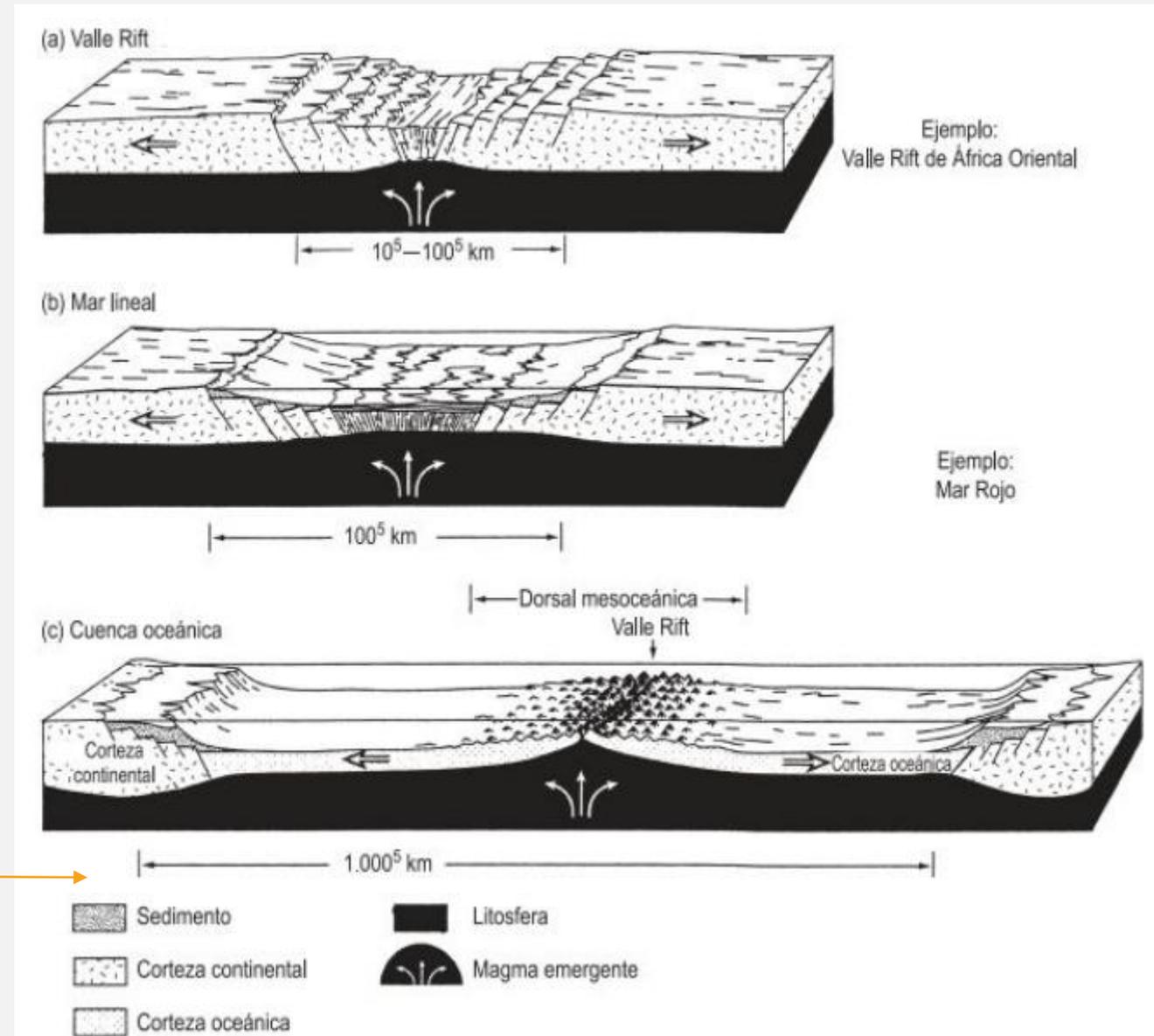


Bloque diagrama con las diferentes geoformas asociadas a fallas de rumbo. Fuente: Gutiérrez-Elorza (2008)

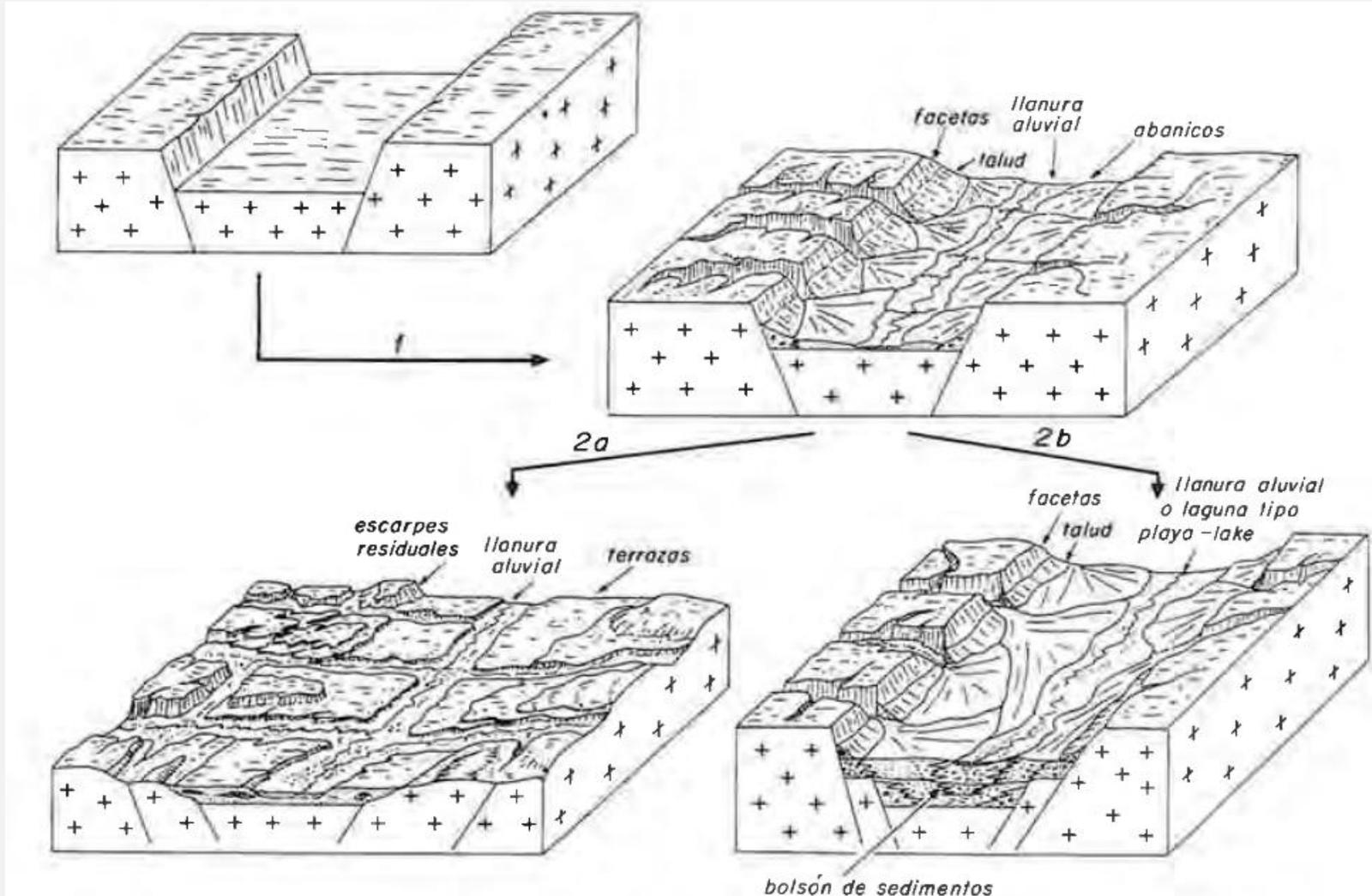
Las *fallas inversas* de gran ángulo, presentes en áreas de acortamiento cortical donde se desarrollan cordilleras, afectan a glaciares, terrazas marinas y fluviales, dando lugar a pequeños escarpes. En las fallas inversas de bajo ángulo forman escarpe si el frente está constituido por rocas resistentes, y la traza del plano de falla es sinuosa, formando entrantes profundas debidas a los cursos fluviales.

Las mayores formas controladas estructuralmente son los **rift valleys**, asociados a esfuerzos distensivos, al igual que las **dorsales oceánicas**. En los ejes de las mismas se localizan los rift valleys limitados por grandes fallas normales. Estos rift también se encuentran en zonas continentales, como el sistema de rift valleys de África Oriental. Estos rifts van acompañados de vulcanismo basáltico. Las fallas normales asociadas, van acompañadas de otro sistema de planos de falla en disposición *sinética* (fallas que buzcan en el mismo sentido) y *antitética* (buzcan en sentido contrario al de la falla principal). Se supone que los rift son resultado del acortamiento y adelgazamiento cortical.

Formas producidas cuando la corteza se separa en extensión. El rifiting y la extensión del fondo oceánico generan rift valleys, mares lineales y cuencas oceánicas (Lutgens y Tarbuck, 1992).



Evolución morfológica de los grabens



1) Luego o simultáneamente a la desnivelación se origina el encajamiento de la red hidrográfica. Ésta, corta el escarpe de forma transversal y forma gargantas, barrancos, cono y abanicos de piedemonte, asociados a derrubios gravitacionales; estos depósitos forman un talud que va fosilizando el escarpe original y rellenando la fosa.

2a) Luego de que se estabiliza el levantamiento, la red hidrográfica rebaja los interfluvios y ensancha los valles, aún bajo el control estructural. La magnitud del control depende de la modalidad erosiva (alineaciones morfotectónicas) y los reajustes tectónicos.

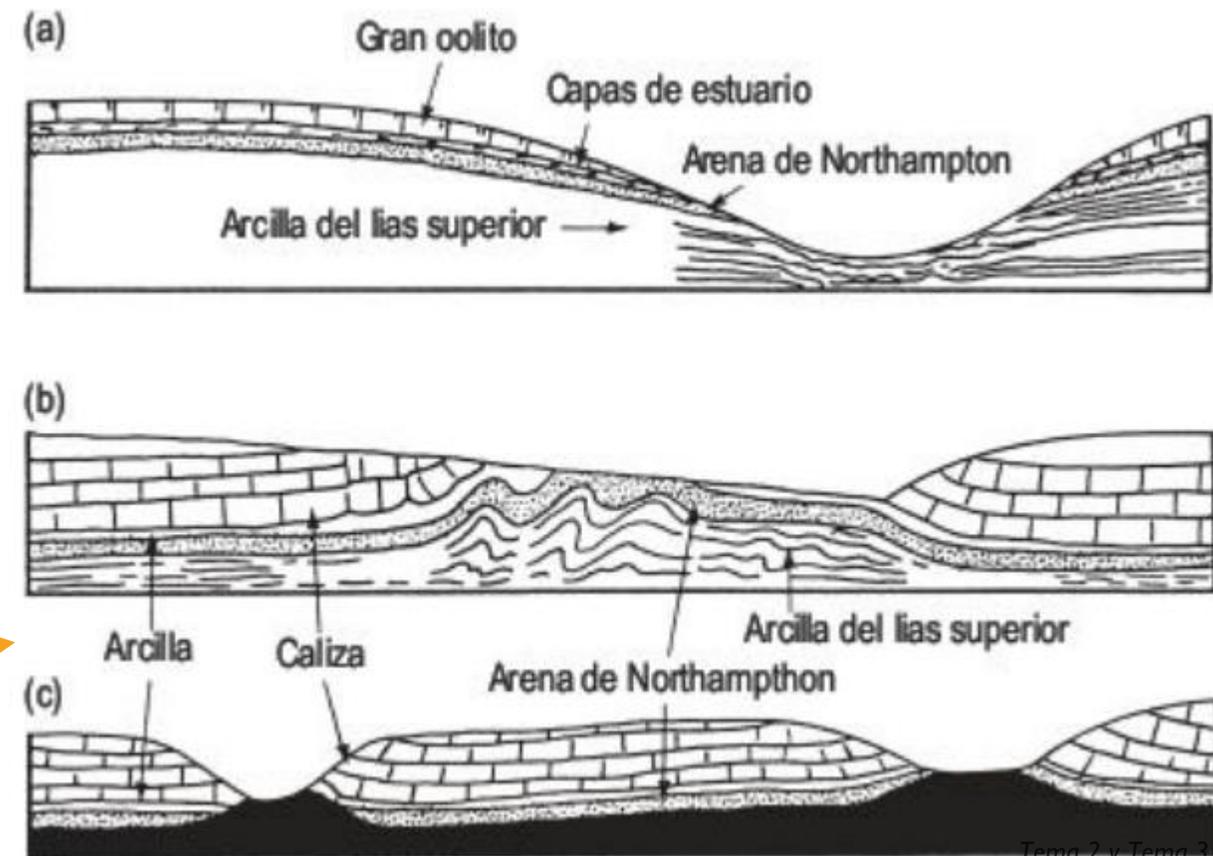
2b) De mantenerse el movimiento (subsistencia absoluta o relativa en la cuenca), se formará un bolsón de sedimentos y escarpes compuestos, persistiendo los facetados y taludes.

Fuente: de Pedraza-Gilsanz (1996)

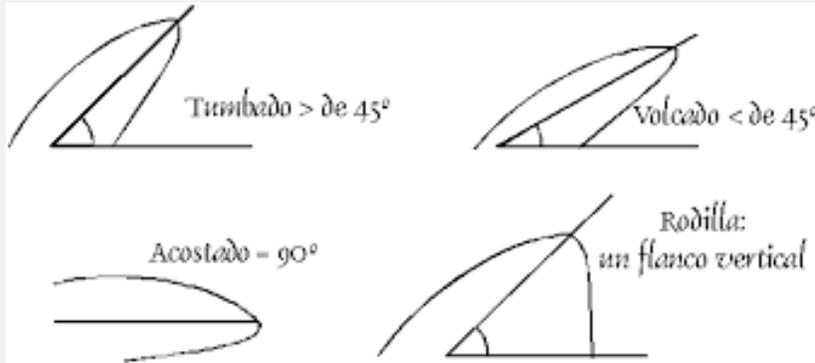
Modelados Pseudoestructurales

Existen morfologías que parecen asociadas a esfuerzos endógenos pero que en realidad se deben a procesos atectónicos que actúan en una parte muy superficial de la corteza terrestre. Los mecanismos que producen estos modelados incluyen la sobrecarga de arcillas, la acción de la gravedad y una diversidad de deformaciones que se asocian con cambios volumétricos en las capas superficiales. También se incluyen en este grupo a aquellas georformas derivadas del impacto de cuerpos extraterrestres. Se debe tener cuidado, ya que estas georformas pueden conducir a interpretaciones erróneas basadas en mecanismos tectónicos.

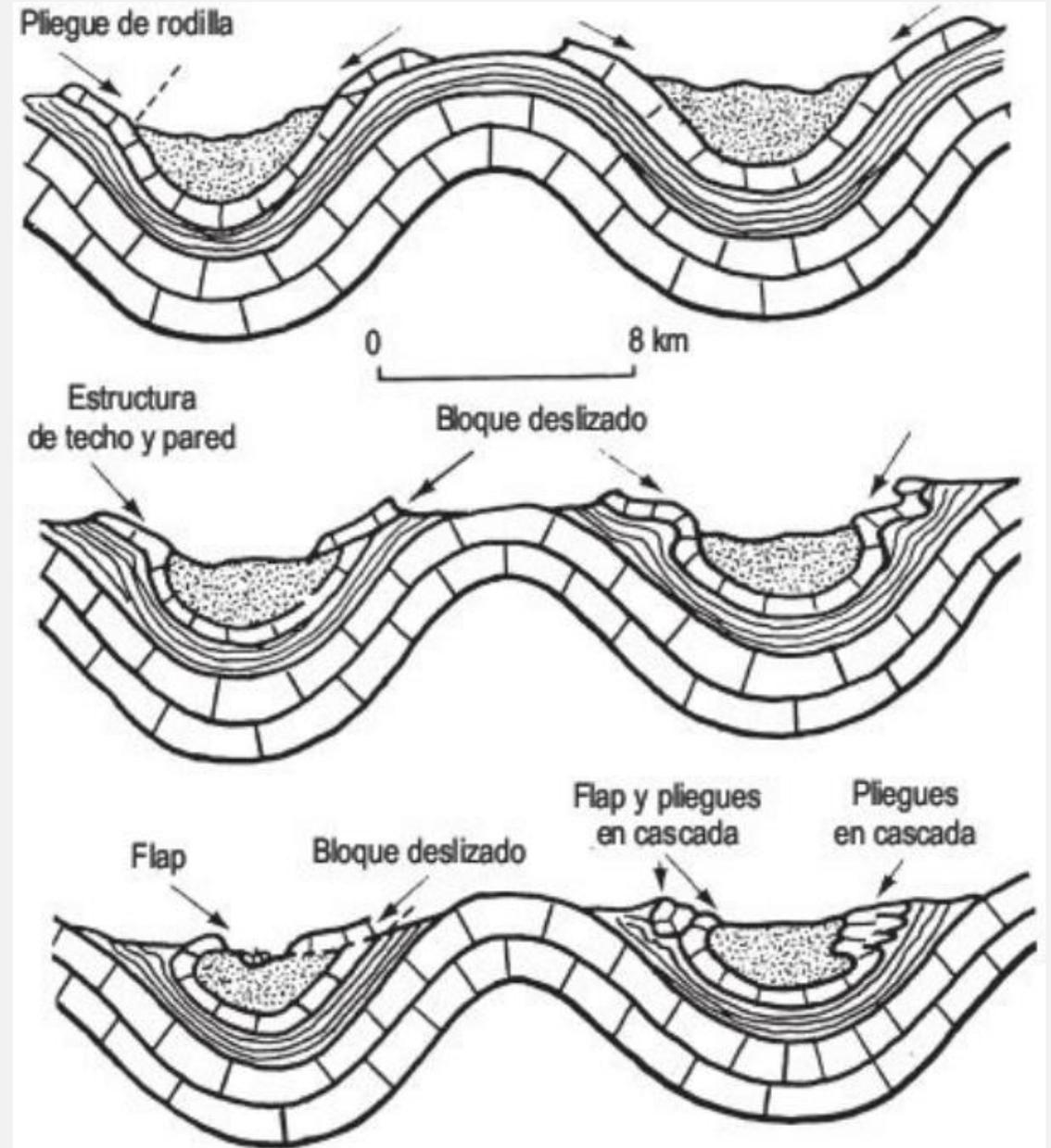
Estas morfologías son comunes en áreas con materiales arcillosos superpuestos por formaciones más competentes, lo que da lugar a deformaciones superficiales. Por ej., en la región de Northamptonshire, calizas y arenas descansan sobre arcillas, con la incidencia de cursos fluviales; las arcillas fluyen hacia el valle produciendo la subsidencia en los márgenes del plateau, generándose un amplio arco en el interfluvio, denominado **camber**. El peso de las rocas suprayacentes desencadena un flujo de las arcillas hacia el valle generando **bulges**, con buzamientos contrarios al valle, que simulan un anticlinal. El eje de estos **anticlinales de valle** es subparalelo al curso fluvial.



Es posible que en algunos pliegues en rodilla, la erosión del flanco superior de origen a un flanco invertido, el cual se conoce como **flap**. También es posible que se produzca un **deslizamiento de bloques** en alguno de los flancos de estos pliegues. A estas dislocaciones se las conoce como **colapsos estructurales por gravedad**.



Tipos de pliegues según la inclinación de su plano axial



Benavente-Escobar, C., García-Fernández, B., Rossell-Guevara, L., Aguirre-Alegre, E., & Palomino, A. (2021). Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Moquegua. In *Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica* (Vol. 79).

de Pedraza-Gilsanz, J. (1996). *Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda.

Gutiérrez-Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Educación S.A.

Muñoz-Jiménez, J. (1995). *Geomorfología General*. Editorial Síntesis.

https://biologia-geologia.com/geologia/54_geomorfologia_estructural.html