



FIGURA 2.31 Escarpe y facetas triangulares de falla. S. Luis Valley. Río Grande. Montañas de Sangre de Cristo. Foto F. Gutiérrez.

cientos de metros por movimientos repetidos de la falla. Al pie del escarpe de falla suelen desarrollarse abanicos aluviales como en la Precordillera de los Andes y el Valle de la Muerte (California) (Fig. 2.32). En 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 que actúan sobre él. En este contexto se pueden desarrollar valles colgados si el encajamiento es menor que el levantamiento (Ahnert, 1996). Las facetas pueden desarrollarse por abrasión marina, en valles glaciares, en valles fluviales rejuvenecidos recientemente y en la erosión de conos volcánicos (*planezes*). Las fallas normales



FIGURA 2.32 Abanicos aluviales coalescentes y, en primer término, playa. Panamint Range. Death Valley (California). Foto F. Gutiérrez.

pueden relevarse en un conjunto de fallas en escalón, tal como se observa en el escarpe de Sierra Palomera (Semifosa del Jiloca, Teruel) y en su prolongación septentrional y meridional. Los escarpes de falla llegan a desaparecer cuando la denudación supera al levantamiento. A su vez, como consecuencia de la erosión de una zona de falla antigua se puede desarrollar un **escarpe de línea falla**. Davis (1913) diferencia dos **escarpes de línea falla: resescentes**, en los que toda la superficie ha sido degradada menos una formación resistente situada en el bloque levantado, de tal modo que el escarpe se aproxima a la traza de la falla. Los **escarpes de línea de falla obsecuentes** se originan cuando las rocas existen



FIGURA 2.33 Falla de Tanna, en la Península de Izu (Japón) en la que la dirección viene dada por las placas y, al fondo, existe una trinchera recubierta por un cobertizo.

tes en el bloque hundido son más resistentes que las del bloque levantado. En este caso, la erosión es más intensa en el bloque hundido y, por consiguiente, el escarpe se sitúa en el lado opuesto al original, produciéndose una **inversión del relieve**.

Las **fallas inversas** de gran ángulo se encuentran en áreas de acortamiento cortical donde se desarrollan las cordilleras, como en el límite de las placas convergentes asociadas a subducción. Afectan a glaciares, terrazas marinas y fluviales, dando lugar a pequeños escarpes. Pueden presentar un escarpe de falla definido, mientras que en las de bajo ángulo el frente pueden desarrollar un escarpe si está constituido por rocas resistentes (Fig. 2.29b). La traza del plano de falla, debido a su bajo ángulo, es sinuosa y forma profundos entrantes provocados por los cursos fluviales.

Las **fallas en dirección** (Fig. 2.29a) son generalmente muy complejas. Los cursos fluviales discurren sobre ellas, pero algunas fallas, como la de San Andrés, atraviesan carreteras y otras obras realizadas por el hombre. Algunas presentan longitudes de cientos de kilómetros, como el sistema de fallas de San Andrés, la falla alpina de Nueva Zelanda y la falla de Great Glen en Escocia. Todas ellas constituyen zonas de gran actividad sísmica. La falla de Tanna (Fig. 2.33), situada en la parte norte de la Península de Izu (Japón), se caracteriza por un desplazamiento sinistral de 1 km. Va acompañada por un desplazamiento vertical, cuya última actividad tuvo lugar en el terremoto Kita-Izu de 1930. Su intervalo de recurrencia se estima en 700-1.000 años para los últimos 6.000 años (The Tanna Fault Trenching Research Group (1983)). En la Península Ibérica, la falla en dirección más relevante es la denominada Falla de Lorca-Alhama o Falla de Alhama de Murcia (Bousquet, 1979). Ésta atraviesa la región de

Murcia en dirección SO-NE a lo largo de casi 100 km desde Huércal-Overa (Almería) hasta el norte de la ciudad de Murcia, cerca de Orihuela (Alicante). Posee un sentido de movimiento sinistral y a lo largo de su trazado se observan numerosos ejemplos de canales desplazados, lomas de obturación, lomas de presión, etc. (Silva *et al.* 1992a, b, 1993; Baena *et al.*, 1994). Esta es una falla con actividad cuaternaria y está ligada a una importante actividad sísmica prehistórica, histórica e instrumental (Terremotos de Lorca de 1579, 1674 y 1818; Silva, 1994). El clásico trabajo de Wesson *et al.* (1975) describe las formas asociadas a una falla en dirección (Fig. 2.34). Distingue los **valles lineales** que discurren a lo largo de las fallas principales, los **escarpes** que pueden producirse por fallas en dirección con una componente de movimiento vertical, los **bancos** (*benches*) constan de topografías planas ligeramente elevadas y pueden estar basculados o abombados, los **fuentes** (termales o no) son frecuentes a lo largo del plano de la falla, los **canales desplazados** (*offset drainage*) que indican la dirección relativa de desplazamiento, las **charcas** (*sag ponds*) relacionadas con abombamientos relativos de la zona de falla, **cordones lineales** (*linear ridges*) son pequeñas áreas arqueadas producidas por compresión entre múltiples trazas en una zona de falla y las **lomas de obturación o de presión** (*shutter ridges*) que se forman cuando una falla mueve un cordón y lo enfrenta con un curso fluvial, reflejándolo e incluso desplazándolo aparentemente (a veces en sentido opuesto al del movimiento de la falla).

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



FIGURA 2.10 Principales placas tectónicas, dorsales mesoocéánicas, fosas y fallas de transformación (Fowler, 2005).

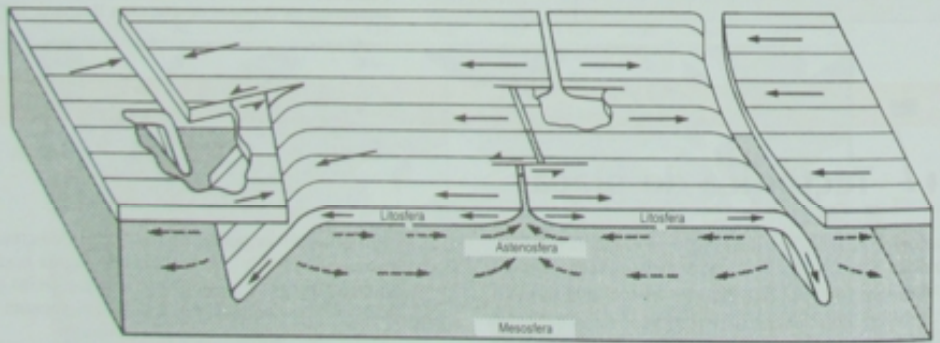


FIGURA 2.11 Bloque diagrama que sintetiza las principales características de las placas tectónicas. Las flechas en la litosfera indican movimientos relativos y las de la astenosfera pueden representar flujo complementario en el manto (Isacks, et al., 1968).

tosféricas, que se hunden, con un buzamiento de unos  $45^\circ$ , en el interior de la Astenosfera para formar las denominadas *zonas de Benioff-Wadati* y se destruyen por fusión, dando lugar a una actividad ígnea que está asociada con arcos islas, fosas o con cordilleras volcánicas recientes (Fig. 2.12). La actividad sísmica acaba a unos 660 km, pero esto no implica que termine la subducción. En la curvatu-

ra del comienzo de la zona de Benioff-Wadati los esfuerzos son de tipo tensional, mientras que en las zonas profundas son de carácter comprensivo. La colisión de dos continentes da origen a un *orógeno de colisión intercontinental* (Fig. 2.13). Un ejemplo es la colisión de India y Asia para formar el Himalaya. La zona de subducción se convierte en una zona de sutura que indica dónde se unen los dos

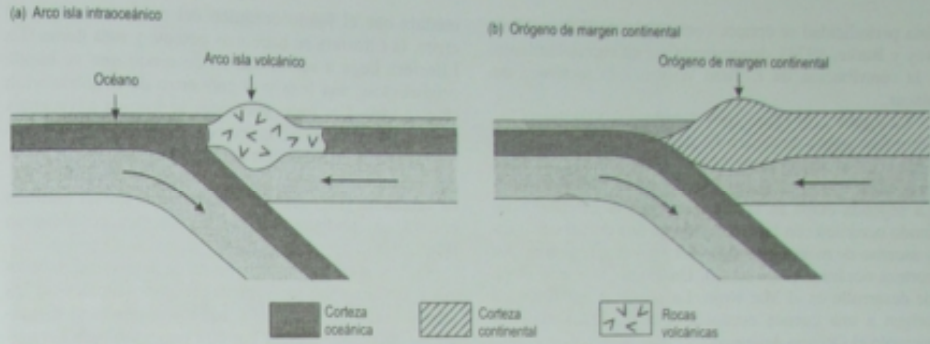


FIGURA 2.12 Dos tipos de márgenes. (a) Arco isla intraoceánico, formado cuando una placa oceánica subduce bajo otra placa oceánica. Esto es frecuente en el Océano Pacífico occidental. (b) Orógeno de margen continental, originado cuando una placa oceánica subduce bajo una placa continental (ejemplo, los Andes) (Summerfield, 1991).

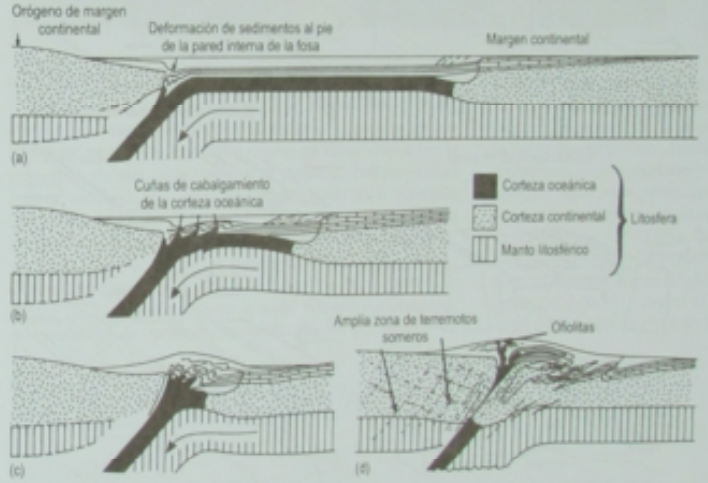


FIGURA 2.13 Representación esquemática del desarrollo de un orógeno de colisión intercontinental (Dewey y Bird, 1970; modificada en Summerfield, 1991).

continentes. En ella se localizan ofiolitas, gabros y otras rocas que forman buena parte de la Litosfera oceánica subducida. El engrosamiento de la corteza continental ascendente crea una gran topografía. Las colisiones continentales pueden producir grandes esfuerzos horizontales. Se estima que la corteza original del Himalaya se ha acortado 300 km o más. La deformación en la corteza se acomoda a mecanismos frágiles y dúctiles. En la corteza superior el comportamiento frágil da lugar a importantes cabalgamientos o mantos de corrimiento, que forman una gran estructura imbricada, y el mecanismo dúctil se manifiesta por pliegues tumbados.

c) **Zonas transformantes.** Algunas placas rígidas deslizan entre sí a lo largo de fallas de transformación. El sistema de dorsales oceánicas está formado por una serie de segmentos separados por estas fallas de transformación. Estos segmentos son perpendiculares a la dirección de extensión, mientras que las fallas de transformación son paralelas a la misma. Las fallas de transformación constituyen límites de placas conservantes, en las que las placas adyacentes están en contacto tangencial y no experimentan prácticamente interacciones extensionales o compresivas entre sí.

Wilson (1966) propuso que la deriva continental es cíclica, ya que los océanos se abrían y cerraban cíclicamente.

Esta periodicidad se conoce como **ciclo de Wilson** (Dewey y Burke, 1974), denominada así en reconocimiento a la contribución de J. Tuzo Wilson a la tectónica de placas.

La Figura 2.14 (Turcotte y Schubert, 2002) ilustra las diferentes etapas de desarrollo del ciclo de Wilson. En la Figura 2.14a se produce la rotura del continente, que tiene lugar en los *rift valleys*, como los de África oriental. La segunda etapa es la formación de la extensión del fondo oceánico con la generación de una dorsal oceánica y ascenso de material fundido del manto, que genera una corteza oceánica (Fig. 2.14b). Un ejemplo de esta etapa de desarrollo es el Mar Rojo. La continua extensión da origen a una cuenca oceánica (Fig. 2.14c), como por ejemplo el Océano Atlántico.

Los límites continente-oceano se denominan **márgenes continentales pasivos** o **márgenes continentales activos**. En estos últimos tiene lugar la subducción. A

medida que el fondo oceánico del margen continental crece, la Litosfera se hace más potente y más densa. La Litosfera llega a ser inestable, de modo que se hunde originándose una fosa y el comienzo de la subducción (Fig. 2.14d). Las fosas oceánicas se forman adyacentes a los continentes. Si la velocidad de subducción es mayor que la de extensión del fondo oceánico el tamaño del océano disminuye. Con el tiempo, la dorsal oceánica subducirá (Fig. 2.14e). El resto de la dorsal también entrará en subducción y los continentes colisionarán (Fig. 2.14f).

Podemos concluir que la teoría de la tectónica de placas puede explicar las características principales de los continentes y océanos, así como los rasgos fundamentales de otro orden menor. Por otra parte, también los mecanismos de diastrofismo global son responsables de los sistemas de pequeña escala, que tanta importancia tienen en Geomorfología.

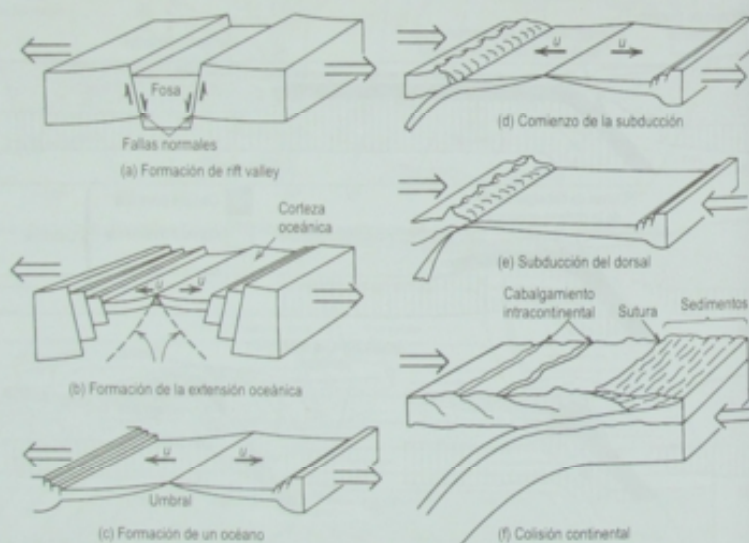


FIGURA 2.14 Etapas de desarrollo del ciclo de Wilson (Turcotte y Schubert, 2002).

## 2.8 Modelados estructurales

En los apartados anteriores hemos analizado sucintamente la estructura de la Tierra y su disposición global en placas tectónicas. Al comienzo de este capítulo se han definido los modelados estructurales como aquellos que deben su forma a la interacción entre los diversos procesos erosivos y la litología y estructura de las rocas.

En el caso de rocas con estratificación horizontal, como las existentes en las grandes cuencas terciarias continentales españolas, la actividad de los procesos exógenos da lugar a relieves diferenciales con amplias **plataformas** (páramos castellanos) y **mesas** (de origen español) (Fig. 2.15). Quizás los ejemplos más espectaculares de estos re-



FIGURA 2.15 Mesa elaborada en areniscas. Jodhpur (India).

lieves residuales se encuentran en el Monument Valley (Arizona) y en las Plataformas del Colorado (Fig. 2.16), donde se desarrollan además ejemplos excelentes de **relieves en graderío**. Las morfologías en mesa requieren la presencia de una capa dura en el techo y constituyen un relieve residual. Esta capa resistente puede estar formada también por caliches y lateritas. La continua erosión de las mesas conduce a la desaparición de la capa dura superior, convirtiéndose entonces en **antecerro** (*butte*) (Fig. 2.18). El término **cuesta** (Fig. 2.17 y 2.23b), vocablo español, se utiliza para la morfología de erosión diferencial en series monoclinales de escaso buzamiento. En los estratos duros

se elabora 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, por el contrario, la capa resistente tiene poca potencia y la erosión es fácil, el frente presenta una marcada sinuosidad (Derruau, 1965; Peulvast y Vanney, 2001) (Fig. 2.19). Cuando la inclinación de las capas es significativamente mayor la morfología resultante se conoce como **hogback** (Fig. 2.20 y 2.23b). Si la inclinación de los estratos se aproxima a la vertical, el término que se utiliza es el de **barra** (Fig. 2.21 y 2.23b).



FIGURA 2.16 Plataformas del Colorado y relieves en graderío originados por el encajamiento del Río Colorado (Utah, Estados Unidos). Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 2.17 Cuesta elaborada en areniscas. Cuenca de Mula (provincia de Murcia). Subbética.

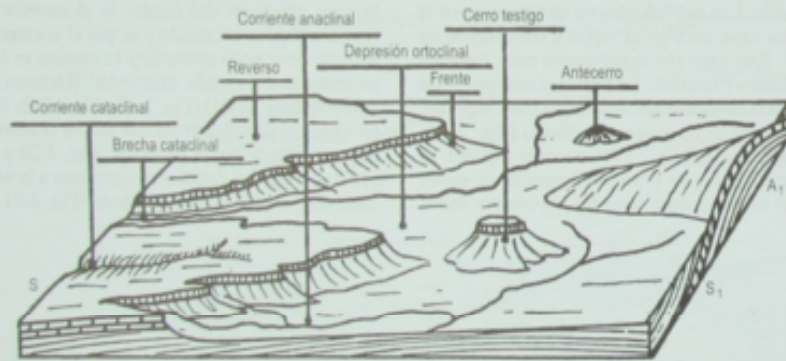


FIGURA 2.18 Esquema de la disposición de las cuestas. Se reconocen las corrientes catacinales o consecuentes y las anacinales (Viers, 1974).

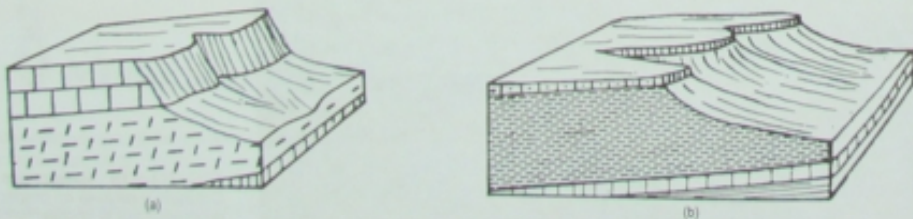


FIGURA 2.19 Bloques diagramas de cuestas. (a) Frente abrupto y poco recortado desarrollado en calizas de un espesor importante. (b) Frente sinuoso con cornisas de areniscas de poca potencia (Viers, 1974).



FIGURA 2.20 Hogbacks y barras desarrollados en areniscas y yesos. Anticinal de Barbastro (provincia de Lérida).



FIGURA 2.21 Conjunto de barras elaboradas en calizas cretácicas de las Sierras Exteriores pirenaicas. Salinas de Jaca (provincia de Huesca).

Diferentes autores establecen unos límites de buzamiento de las capas para precisar la denominación en series monocinales, que aparecen indicadas en la Tabla 2.1.

En esta se aprecia además de una variación en los nombres, unos cambios sustanciales en la utilización subjetiva de los grados para llevar a cabo diferenciaciones de térmi-

TABLA 2.1 Diferentes denominaciones geomorfológicas en series monocinales.

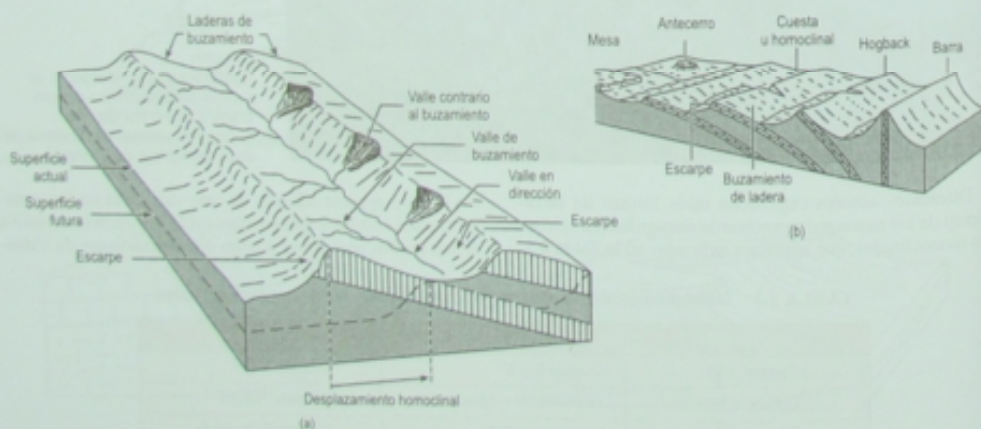
Briot (1959)	Simonett (1968)	Viers (1974)
Cuesta < 10°	Cuesta 0,5-5°	Cuesta 1-10°
Cresta > 10°	Homoclinal ridges 5-40°	Crestón 10-30°
Barra > 45°	Hogback > 45°	Hogback 30-70°
		Barra 70-90°

nos geomorfológicos. Las corrientes que cortan ortogonalmente la dirección de los estratos dan lugar a una morfología en facetas triangulares denominadas **chevrans** (en inglés, *flatirons*) (Fig. 2.22). La clasificación genética de los ríos fue propuesta por Powell en 1875, en su trabajo *Exploration of the Colorado River of the West*, y por Davis en sus trabajos de 1889 (*The rivers of Northern New Jersey with notes on the classification of rivers in general*). A las corrientes que discurren a favor del buzamiento de los estratos se les denomina **consecuentes** o **cataclinales**. Los cursos de agua que transcurren según Baulig (1938) en sentido contrario al buzamiento de los estratos se conocen como **rescuentes** o **anaclinales** o



**FIGURA 2.22** Chevrons modelados en calizas y margas del Muschelkalk. Carretera de Monterde a Nuévalos (Cordillera Ibérica).

**subsecuentes**. Cuando discurren paralelos a la dirección de las capas reciben el nombre de **obsecuentes** o **subsecuentes** u **ortoclinales**. Estas denominaciones se han obtenido de los trabajos de Baulig (1938), Birot (1959), Derruau (1965), Viers (1974), Klein (1993) y Peulvast y Vanney (2001). En Ollier (1981), Huggett (2003) y en la Enciclopedia de la Geomorfología (Goudie, 2004a) señalan una nomenclatura más simple para la denominación de una corriente con respecto a una serie monoclinale. Distinguen **valle en dirección** (*strike valley*). Estos valles se unen en ángulo recto dando lugar a **valles de buzamiento** (*dip streams*) y **valles contrarios al buzamiento** (*anti-dip streams*) (Fig. 2.23a).

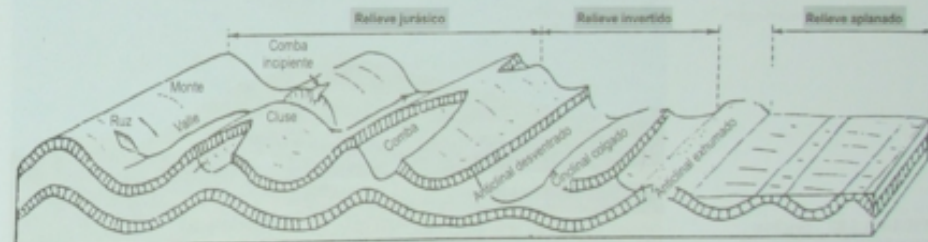


**FIGURA 2.23** Series monoclinales y sus relaciones con el relieve. (a) Cuestas y su relación con el drenaje. (b) Formas asociadas con estratos progresivamente de mayor buzamiento (Goudie, 2004b).

La evolución del relieve plegado se lleva a cabo para estructuras simples, tales como un conjunto de anticlinales y sinclinales de amplitud similar, que en la nomenclatura de estilos tectónicos germánicos o sajónicos corresponden al estilo congruente (Stille, 1924). En Geomorfología estos pliegues simples evolucionan dando origen a diversas formas y relieves (Fig. 2.24). Cuando las zonas de mayor altura corresponden con estructuras anticlinales se denominan **montes**, en vocabulario jurásico. Si las áreas deprimidas corresponden con sinclinales, entonces se conocen como **valles**. Al conjunto se denomina **relieve congruente**. Cuando la erosión hídrica incide en las áreas de charnela de un anticlinal se elabora una **comba** (del latín *cymba*). La comba 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 estructura anticlinal conforma una garganta denominada **cluse** (Fig. 2.25). A todo este conjunto se denomina **relieve jurásico**. Cuando la erosión de la comba progresa se desmantela la capa dura del anticlinal generando un

**relieve invertido** (Fig. 2.26) en el que se reconoce un **anticlinal desventrado** y en posición culminante un **sinclinal colgado** (Fig. 2.27). Si la región permanece tectónicamente estable durante un intervalo de tiempo considerable, se arrasan las estructuras plegadas y produce un **relieve aplanado** (Fig. 2.28). Toda esta terminología, basada en las denominaciones de la región del Jura, ha sido extraída de los tratados de Martonne (1909), Birot (1956), Derruau (1965), Viers (1974), Ahnert (1996) y Peulvast y Vanney (2001). Si un relieve aplanado se somete a un levantamiento generalizado, la red fluvial reincide sobre el terreno y las capas duras se sitúan en posición elevada, quedando todas las zonas somitales a igual altura. Este tipo de morfología se conoce como **relieve apalachiano**.

Las morfologías que acabamos de describir se originan en pliegues simples de estilo congruente. Sin embargo, las estructuras de plegamiento son, por lo general, mucho más complejas y estas denominaciones no siempre pueden aplicarse. Los diapiros salinos tienen una clara expresión morfológica, con un marcado escarpe y



**FIGURA 2.24** Evolución del relieve plegado (Derruau, 1965).



**FIGURA 2.25** Cluse del Río Guadalupe que corta ortogonalmente las barras calizas del Cretácico. Aliaga (provincia de Teruel). Cordillera Ibérica centro-oriental.



**FIGURA 2.26** Anticinal desventrado en formaciones cretácicas, Makhtesh Ramon. Desierto del Negev. Israel.



**FIGURA 2.27** Sinclinal colgado en formaciones del Cretácico superior. Cuevas San Clemente (provincia de Burgos). Cordillera Ibérica septentrional.

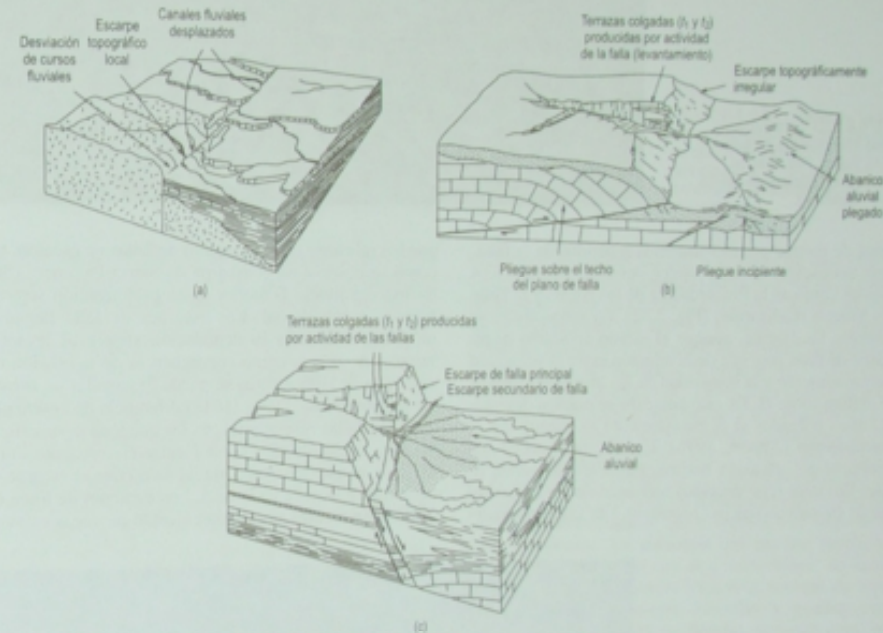


**FIGURA 2.28** Relieve aplanado en calizas del Cretácico superior, articulado por la erosión fluvial. Noguera Upland (provincia de Teruel). Noguera Upland. Cordillera Ibérica oriental. Foto B. Leraoz.

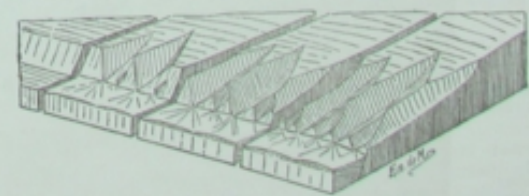
una depresión profunda con una gran cascada, como el diapiro de Orduña (Montes Vascoantabáricos).

Se denomina **antecedencia** cuando un curso fluvial se desarrolla antes del levantamiento tectónico, mantiene su dirección durante el levantamiento. 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, discorriendo por las capas más fácilmente erosionables. A esta evolución se le llama **sobreimposición**.

Las fallas son fracturas con movimientos diferenciales (Fig. 2.29c). 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** (Derruau, 1965; Zuchiewicz, 2004), que en su evolución y ampliación se transforman en **facetas triangulares de falla** (Fig. 2.30 y Fig. 2.31). Estas facetas pueden tener un salto de varios



**FIGURA 2.29** Bloques diagramas en los que se indican diferentes tipos de expresión topográfica para distintas clases de fallas. (a) Falla en dirección que muestra un escarpe topográfico local, desviación de canales fluviales y cursos desplazados. (b) Falla inversa de bajo ángulo con un plegue sobre el plano de falla. La topografía indica un escarpe irregular, terrazas colgadas ( $t_1$  y  $t_2$ ) producidas por la actividad de la falla, levantamiento y abanico aluvial plegado. (c) Falla normal en la que se muestran los escarpes de falla principales y secundarios, terrazas colgadas ( $t_1$  y  $t_2$ ) producidas por el levantamiento y un abanico aluvial (Ramsay y Huber, 1987).



**FIGURA 2.30** Formación de las facetas indicadoras de una falla (de Martonne, 1909).