

2

Geomorfología Estructural

CONTENIDO

- 2.1. Introducción
- 2.2. Estructura interna de la Tierra
- 2.3. Composición de la Tierra
- 2.4. Litosfera y Astenosfera
- 2.5. Isostasia
- 2.6. Precursores de la tectónica global
- 2.7. Tectónica de placas
- 2.8. Modelados estructurales
- 2.9. Modelados pseudoestructurales

2.1 Introducción

La Geomorfología Estructural se preocupa del estudio de los modelados que deben su carácter a sus litologías y a las estructuras de las rocas y se conoce como **modelados estructurales** (Twidale, 1971; Migon, 2004) o **tectostática** (Tricart, 1968). También se engloba dentro de la Geomorfología Estructural a las formas del relieve resultantes de la actividad de los procesos endógenos, sin la intervención de las fuerzas de denudación. Estas formas se denominan **modelados tectónicos** (Twidale, 1971; Goudie, 2004c) y también se conoce como **tectodinámica** (Tricart, 1968).

En sentido geomorfológico, el término estructura abarca 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 (Twidale, 1971). En los estudios de Geomorfología Estructural se considera a la erosión bajo un aspecto global, sin precisar sus mecanismos y sin analizar sus procesos; solamente para comprender su interacción con la tectodinámica y para indicar cómo la estructura influye sobre el tipo de relieve (Tricart, 1968).

La acción de los procesos exógenos sobre la estructura de las rocas produce modelados estructurales de diferente magnitud. Las rocas tienen diferente resistencia ante los procesos de meteorización y de erosión. Por otra parte, la acción de la dinámica externa sobre algunos tipos de rocas origina modelados específicos. Así, existen una gran variedad de formas en las áreas graníticas que

han dado origen a tratados sobre las mismas. Son importantes las monografías de Twidale (1982b) y Twidale y Vidal Romaní (2005). Igualmente, los terrenos calizos y evaporíticos sufren el proceso de disolución dando origen a una gran variedad de morfologías y, a su vez, su estudio tiene vertientes de carácter aplicado (hidrogeología, yacimientos, geotecnia, etc.). Son muy numerosos los trabajos sobre el karst (v. gr. Sweeting, 1972). También se reconocen modelados específicos en las formaciones de areniscas (Young y Young, 1992; Young, 2004).

La 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 (Burbank y Anderson, 2001). En la actualidad muchos geomorfólogos están inmersos en el estudio de los procesos geomorfológicos en pequeñas dimensiones y no se han preocupado apenas de los avances que ha experimentado la Geomorfología con el advenimiento de la tectónica de placas y la construcción de sistemas montañosos (*mountain building*) a gran escala (Summerfield, 1991; Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2001).

Hay muchas características de la Tierra que se deben en gran parte a la actividad tectónica (v. gr. escarpe de falla, pliegues, pluma mantélica, estructura anular, etc.). Se deben a la acción de distintos tipos de actividad tectónica (diastrofismo, epirogenia, isostasia, etc.) (Goudie, 2004c).

2.2 Estructura interna de la Tierra

Nuestro conocimiento del interior de la Tierra se debe fundamentalmente al estudio de las ondas sísmicas. La propagación de las mismas en el interior del globo terráqueo hace posible conocer los tiempos de recorrido en diferentes lugares y deducir las grandes geosferas existentes en su interior.

Los sismos o terremotos se originan en un punto del interior de la Tierra, denominado **foco** o **hipocentro**, que se localiza normalmente hasta 700 km de profundidad. La proyección vertical del foco en la superficie se conoce como **epicentro**. El tamaño de un terremoto se mide por la energía liberada, que se puede calibrar con la **escala de magnitudes de Richter** (Bullen y Bolt, 1985).

La energía liberada por un terremoto se propaga como diferentes tipos de ondas elásticas, denominadas ondas sísmicas. Las **ondas P** (primarias) son las más rápidas y llegan en primer lugar; también se las denomina **ondas longitudinales** o **compresivas**. Las **ondas S** (secundarias) no se propagan en los medios líquidos o fundidos debido a que su rigidez es cero; también se las conoce como **ondas de cizallamiento** o **transversales**. Las ondas sísmicas que se transmiten por la superficie terrestre se denominan **ondas superficiales**. Las ondas longitudinales y transversales se llaman a veces precursoras, puesto que llegan antes que las ondas superficiales. La Figura 2.1 indica que el interior de la tierra es claramente

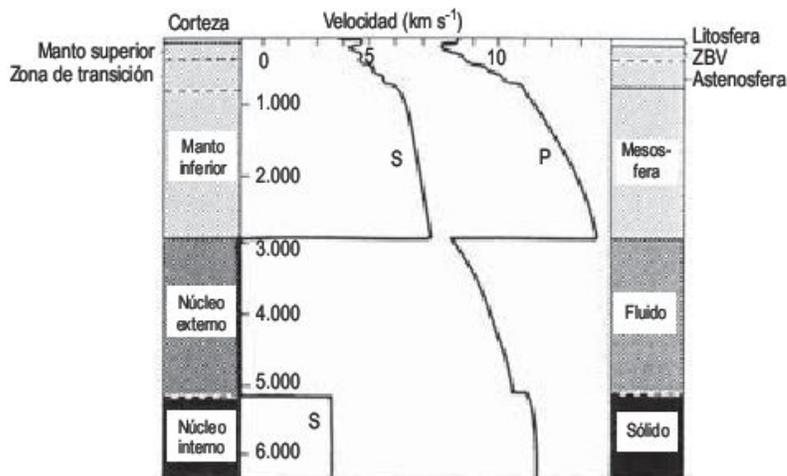


FIGURA 2.1 Variación de las velocidades de las ondas P y S con la profundidad en la Tierra (basada en datos de Hart *et al.*, 1977) y su correlación con las características composicionales y geológicas (Kearey y Vine, 1996).

heterogéneo. Esta heterogeneidad no es fortuita, sino que existen discontinuidades que subdividen el interior de la Tierra. La primera discontinuidad fue descubierta por Mohorovicic en sus estudios de las ondas sísmicas originadas por el terremoto de Croacia de 1909. La **Discontinuidad de Mohorovicic**, o **Moho**, separa la Corteza del manto terrestre. En 1925 se descubrió en los Alpes austriacos dentro de la Corteza la **Discontinuidad de Conrad**. El modelo de Conrad fue adoptado por los antiguos petrólogos que diferenciaron dos capas: **SIAL**, capa superior rica en sílice y aluminio y **SIMA**, enriquecida en sílice y magnesio. La velocidad de las ondas sísmicas aumenta bruscamente en el Moho tanto en ambientes continentales como oceánicos. Se reconoce una **zona de baja**

velocidad (ZBV) entre 80 y 300 km de profundidad. Entre 400 y 670 km la velocidad aumenta claramente en la denominada **zona de transición**, que separa el manto superior del inferior.

La velocidad de las ondas sísmicas aumenta paulatinamente en el manto inferior hasta 2.891 km, que señala la **Discontinuidad de Gutenberg**. Esta discontinuidad separa el manto del núcleo terrestre en el que la velocidad de las ondas P disminuye bruscamente y las ondas S no se transmiten, lo que indica que debe de estar en estado fundido. Las ondas P incrementan su velocidad a 5.150 km que separa el núcleo externo del interno. Algunos investigadores denominan a este límite **Discontinuidad de Lehman** (Fowler, 2005).

2.3 Composición de la Tierra

La composición de la parte más superior de la corteza la conocemos directamente a partir de sondeos mecánicos. A mayores profundidades la información es indirecta. La propagación de las ondas sísmicas proporciona los datos más numerosos y fehacientes de la composición interna de la Tierra.

Teniendo en cuenta la composición media de la parte superior de la corteza continental, podemos señalar que se trata de rocas granodioríticas y cuarzdioritas. La investigación de conjuntos minerales estables de rocas de composición basáltica sin agua, a presiones superiores a 30 kilobares y temperaturas entre 1.000 y 1.250° (Green y Ringwood, 1967) proporcionan datos sobre la composición mineralógica y química de la corteza inferior. Deducen que en «seco» la composición corresponde a formas de alta presión de rocas ácidas e intermedias. Si la

corteza inferior es «húmeda» las rocas de composición basáltica se encuentran como anfibolitas. No obstante, la corteza inferior debe tener una composición compleja con importantes variaciones regionales.

La corteza oceánica tiene 6-7 km de espesor. Se divide en tres capas diferenciadas por las distintas velocidades de propagación de las ondas. La capa 1 son materiales sedimentarios; la capa 2 está constituida por basaltos y diques de la misma composición y la capa 3 por gabros y metagabros.

Se cree que generalmente el manto es químicamente homogéneo y está formado por silicatos. Las modificaciones en la mineralogía y estructura de los silicatos con la profundidad permiten diferenciar una zona de transición entre 400-670 km, que separa el manto superior del inferior. La composición del manto se deduce del estudio

de la propagación de las ondas sísmicas, enclaves en basaltos e investigaciones de meteoritos.

Como la corteza oceánica está constituida por basaltos procedentes del manto, se piensa que el manto superior está formado por peridotitas o eclogitas (Harrison y Bonatti, 1981). Estas rocas poseen una velocidad sísmica similar a la del manto superior. Por diversas consideraciones mineralógicas y petrofísicas, se estima que la composición del manto superior corresponde a peridotitas. Mediante el estudio de los meteoritos y de datos de estudios experimentales se estima la composición global del manto. Ringwood (1974) ha sugerido que las composiciones más adecuadas corresponden a una mezcla de una parte de basalto y tres de dunita (roca muy rica en olivino), a la que Ringwood denomina pyrolita.

En la Figura 2.1 se señala la presencia de una zona de bajas velocidades, que indica la presencia de material fundido. La zona de baja velocidad del manto superior es de gran importancia para la tectónica de placas, que representa una capa de baja viscosidad sobre la que pueden movilizarse la Litosfera y Astenosfera.

Las condiciones existentes en el manto inferior indican que ninguna roca común se equipara con estas condiciones, aunque unos pocos minerales como el corindón

(Al_2O_3), periclasa (MgO) y rutilo (TiO_2) se ajustan a las mismas. Parece evidente que el manto es heterogéneo y el manto inferior debe diferir mineralógicamente del manto superior. La diferencia podría estar en la composición química (adición de Fe) o mineralógica (polimorfismo) y ésta parece la más probable.

El núcleo comienza su desarrollo a 2.891 km, en la discontinuidad de Gutenberg y hasta 5.150 km las ondas S no se transmiten, ya que se encuentra en estado fundido. El intervalo entre 2.890-5.150 km corresponde al núcleo externo. El núcleo interno se encuentra teóricamente en estado sólido-metálico, ya que se transmiten las ondas S. En cuanto a la composición del núcleo parece corresponder con la de los meteoritos ferríferos, constituidos por hierro con pequeñas cantidades de níquel y otros metales. La elevada densidad del núcleo indica que debe estar constituido por elementos muchos más pesados que los que forman el manto. Como el hierro es el único elemento pesado que parece existir en el sistema solar con cierta abundancia, se estima que debe ser un constituyente importante del núcleo. Parece ser que el núcleo contiene un 4% de níquel y el resto hierro. El núcleo interno tiene una velocidad sísmica y densidad de acuerdo con una composición de hierro puro.

2.4 Litosfera y Astenosfera

La corteza y el manto superior en estado sólido constituyen la **Litosfera** (Fig. 2.2), que se define con criterios sísmológicos como la capa rígida más externa de la Tierra. Se diferencian dos tipos: **Litosfera oceánica**, cuya parte

superior está constituida por la delgada corteza oceánica, mientras que la **Litosfera continental** su zona superior está formada por una gran potencia de corteza continental. El espesor de la Litosfera es muy variable y el límite

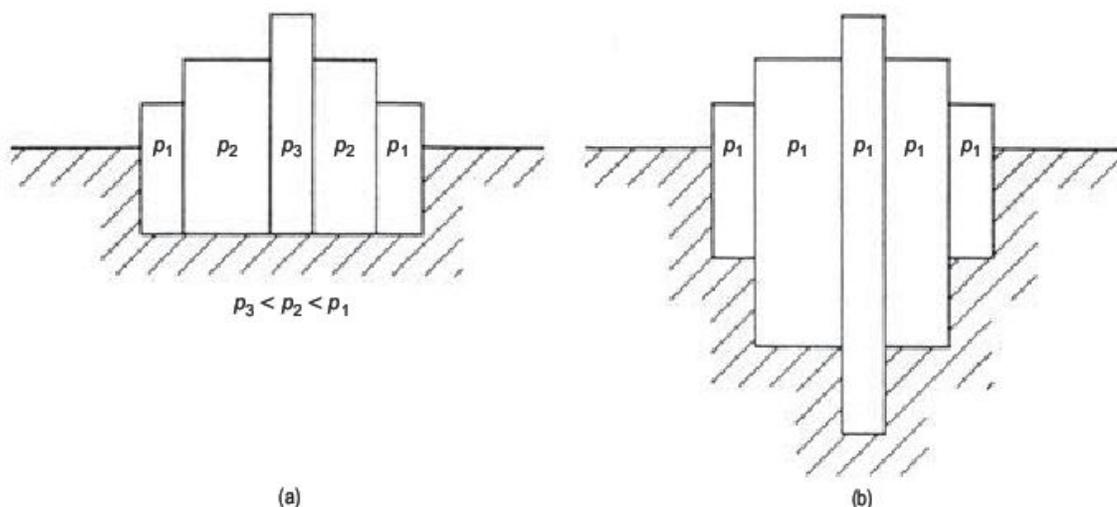


FIGURA 2.2 Representación esquemática del equilibrio isostático según (a) Pratt y (b) Airy (Jacobs, Rusell y Wilson, 1959).

con su capa inferior, la **Astenosfera**, es gradual, aunque se asume que es de carácter térmico coincidiendo con la isograda de 1.333°C, que marca el comienzo de la fusión del olivino, el mineral más abundante del manto terrestre. La Astenosfera es una capa mucho más débil y reacciona como un flujo lento al estar sometida a esfuerzos. La Astenosfera no está fundida, ya que las ondas S se propagan en ella. No obstante, es posible que se encuentren pequeñas cantidades de material fundido. La plasticidad relativa de la Astenosfera se debe fundamentalmente al efecto

de la temperatura elevada (>1.333°C) sobre la reología del material del manto.

La Astenosfera se cree que se extiende hasta una profundidad máxima de unos 700 km. Las propiedades de la capa infrayacente son poco conocidas. Las ondas sísmicas que la atraviesan no presentan anomalía (Fig. 2.1) y se indica que esta capa es de alta resistencia y se denomina **Mesosfera**, ocupando el resto del manto inferior terrestre hasta la Discontinuidad de Gutenberg (comienzo del núcleo).

2.5 Isostasia

La teoría de la **isostasia** proporciona la base para el entendimiento de los movimientos corticales en la vertical. La **Litosfera** rígida se puede considerar «flotando» sobre la **Astenosfera** infrayacente. Para alcanzar el equilibrio la **Litosfera** se ajusta verticalmente según su espesor y densidad. El término isostasia fue introducido por el geólogo americano Dutton en 1889 para señalar este estado de equilibrio. Existen dos modelos que explican este equilibrio. Por un lado, en el **modelo de Pratt** de 1859 se indica que sobre la superficie de equilibrio el volumen del bloque cortical tiene su propia densidad, siendo el de mayor volumen el de densidad más baja. El **modelo de Airy** de 1855 propone un mejor acercamiento al problema. Estima que los bloques tienen la misma densidad, pero de diferente espesor y flotan sobre un substrato más pesado (Fig. 2.2). La diferencia fundamental entre ambos modelos es la situación del denominado **Nivel de Com-**

pensación Isostática, que en el modelo de Pratt posee profundidad constante y en el de Airy es variable, estando a mayor profundidad bajo los continentes que bajo los océanos.

Todo esto indica que la corteza terrestre «flotante» cuanto más se eleva (cordilleras, altiplanicies) más profunda es su inflexión en el manto superior. El empuje del plegamiento de estratos inicialmente horizontales produce un engrosamiento de la corteza y el levantamiento isostático de su superficie.

Cuando se añade una carga adicional, como una importante acumulación de hielo la corteza se hunde a mayor profundidad y el manto superior se eleva cuando comienza la fusión de la acumulación de hielo. A este proceso se denomina **rebote glacioisostático**. Los ejemplos más característicos son la fusión de los casquetes de hielo de Fenoscandia y Lauréntido.

2.6 Precursores de la tectónica global

Durante la década de 1960 se desarrolló fundamentalmente lo que podemos considerar la gran revolución de las ciencias de la Tierra, denominada tectónica global o tectónica de placas, en la que se explica una nueva teoría que aglutina los diversos aspectos de los conocimientos de la historia geológica de los últimos cientos de millones de años.

La tectónica global tuvo sus predecesores a lo largo de los siglos pasados y sus argumentos y puntos de vista han sido comentados en artículos y libros, en los que se puede efectuar el seguimiento de la evolución de las ideas (Coulomb, 1969; Takeuchi, Uyeda y Kanamori, 1970; Rupke,

1970; Tarling y Tarling, 1971; Hallam, 1973; Vine, 1977; Franckel, 1988; Kearey y Vine, 1996; Jordá, 1998).

Francis Bacon en su obra *Novum Organum* de 1620 y François Placet en su libro *La Corruption du grand et petit monde* llamaron la atención sobre la similitud de las líneas de costa atlánticas de África y América del Sur y la posibilidad de que ambos continentes estuvieron unidos. Placet señala al Diluvio Universal como la causa de la separación.

Durante los siglos XVII y XVIII reinan las ideas catastrofistas en su mayoría de las ciencias, que invocan al Diluvio como la causa fundamental de la apertura y se-

paración del Océano Atlántico (Lilienthal en 1756 y Alexander von Humboldt en 1845), aunque este último aducía también semejanzas geológicas entre los continentes meridionales. En 1858, Antonio Snider-Pellegrini en su libro *La création et ses mystères* impresionó por las semejanzas entre las plantas fósiles del Carbonífero de América y Europa y propuso que todos los continentes formaban parte de una única masa terrestre. A comienzos del siglo XX el geólogo austriaco Eduard Suess, en su voluminosa obra de tres volúmenes titulada *La Faz de la Tierra*, observó una estrecha correspondencia entre las formaciones geológicas del hemisferio meridional que estimó estuvieron unidas en un único continente denominado **Gondwana**.

En el siglo XIX se produce un lento cambio desde las ideas catastrofistas o cataclismistas, que habían perdurado secularmente, a las nuevas explicaciones de la teoría uniformista del actualismo, pronunciadas por los geólogos ingleses James Hutton y Charles Lyell. Pero fueron Taylor en 1910, un físico americano, y mucho más todavía Wegener (1915), meteorólogo alemán, quienes además de coleccionar numerosos datos a favor de la **deriva**, desecharon el catastrofismo proponiendo un mecanismo de **deriva** lento, que tiene lugar todavía en la actualidad. Wegener en su libro *El origen de los continentes y océanos*, propuso que todos los continentes estuvieron unidos antes del comienzo del Mesozoico, hace unos 250 m.a. (Fig. 2.3) y denominó a este supercontinente **Pangea**.

Utiliza el argumento de las líneas de costa, que encajan como un rompecabezas. Añade la similitud entre las formaciones geológicas y fósiles existentes a ambos lados del Océano Atlántico y aporta argumentos paleoclimáticos, como tillitas y estrías glaciares, para señalar una glaciación. Igualmente reconstruye zonas climáticas, a partir del estudio de las formaciones geológicas de diferentes edades.

El trabajo de Wegener produjo inicialmente un gran impacto entre los geólogos y geofísicos de todo el mundo, aunque también tuvo duros detractores, que tacharon la idea como demasiado fantástica. Sir Harold Jeffreys (1929) señaló que para la aceptación de la hipótesis de Wegener era necesario conocer el mecanismo de la deriva. Indicaba que la corteza terrestre y su manto infrayacente eran demasiado rígidos para permitir tan grandes desplazamientos. También los investigadores de la época se preguntaban cómo teniendo la Tierra una edad de varios millones de años, la deriva comenzaba entre el Paleozoico y Mesozoico. Se hicieron muchas otras objeciones y la teoría fue prácticamente rechazada a partir de los años 30.

Holmes (1928) indica que las temperaturas elevadas disminuyen la resistencia de los materiales y, por consiguiente, esta afirmación es contraria a la señalada por Jeffreys. Holmes propuso que los continentes se movían por corrientes de convección térmica impulsados por el calor resultante de la desintegración radiactiva.

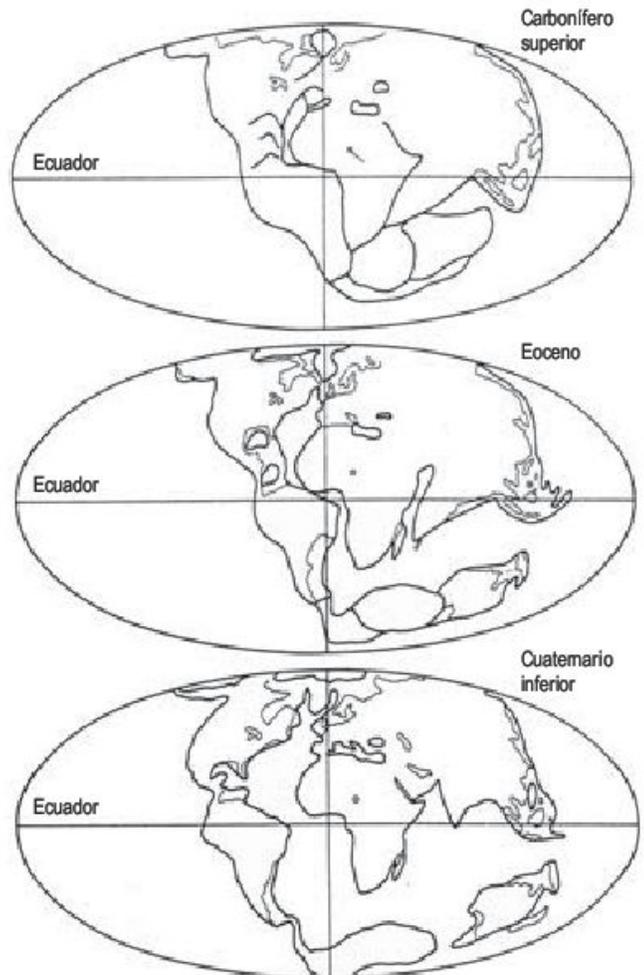


FIGURA 2.3 Reconstrucción de la posición de los continentes desde el Carbonífero superior al Cuaternario inferior (Wegener, 1915).

Durante y después de la Segunda Guerra Mundial aumentaron los datos de observación y las ideas antes abandonadas volvieron a surgir de nuevo, renaciendo con nuevos brotes la teoría de la deriva continental.

El estudio del magnetismo de las rocas o **paleomagnetismo** sufrió un gran impulso a finales de la década de los 40 y aportó nuevos e importantes datos del movimiento de los continentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. Estos avances proceden de las investigaciones topográficas, geológicas y geofísicas realizadas en los océanos, llevadas a cabo por la Scripps Institution of Oceanography de California y por el Lamont Doherty Geological Observatory de la Universidad de Columbia, en Nueva York.

A finales de los 50 se descubrió una cadena de montañas submarinas o **dorsales oceánicas** (*ridges*) de unos 60.000 km, asociadas a volcanismo y terremotos (Fig. 2.4). Hess (1962) reunió los datos existentes y emitió la **hipótesis de la extensión del fondo oceánico** (*sea floor spreading*), cuya denominación fue propuesta previamente por Dietz (1961) y en ella se señalaba un fondo del mar

No obstante, existen intervalos en los que la polaridad cambia repentinamente y se les conoce como **sucesos**, de 100-200.000 años. El material al ascender del manto por corrientes de convección se enfría, magnetiza y fosiliza su polaridad, que para épocas geológicas recientes son: Brunhes (polaridad normal, 0-0,7 m.a; Matuyama (polaridad inversa, 0,7-2,4 m.a.); Gauss (polaridad normal, 2,4-3,5 m.a); Gilbert (polaridad inversa, >3,5 m.a.). Las épocas de

polaridad magnética son del orden del millón de años, por lo que se obtienen velocidades de extensión de algunos centímetros por año (Fig. 2.7), siendo las velocidades distintas en las diferentes dorsales oceánicas. De este modo, se obtiene un mapa de edades del fondo oceánico (Muller *et al.*, 1997) (Fig. 2.8). Opdyke *et al.* (1966) llevaron a cabo una serie de medidas de la magnetización remanente de los sedimentos del fondo marino del Antártico. La co-

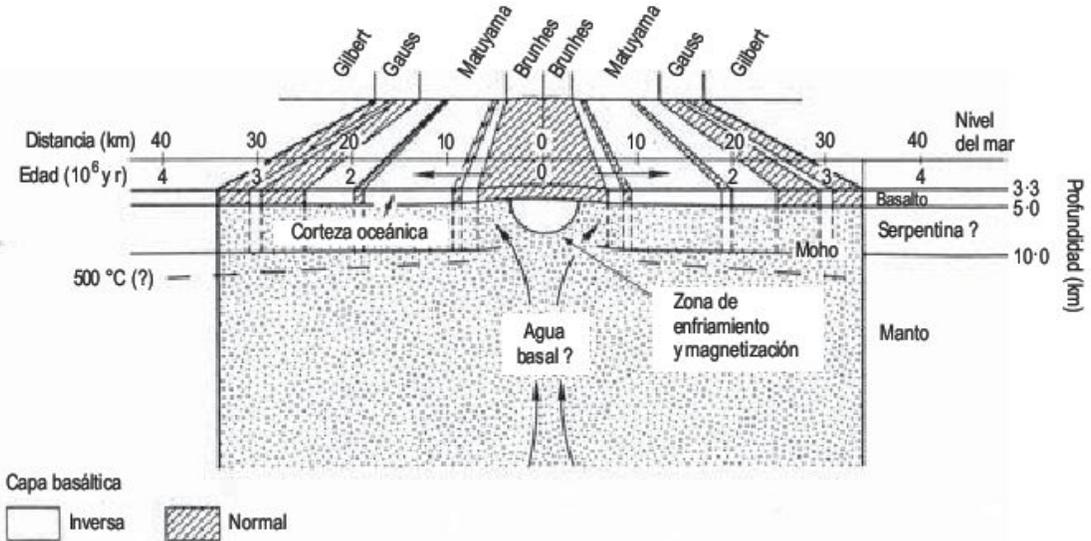


FIGURA 2.7 Esquema que ilustra el mecanismo de generación de las anomalías positivas (normales) y negativas (inversas) a ambos lados de la cresta de la dorsal meso-oceánica (Vine, 1966).

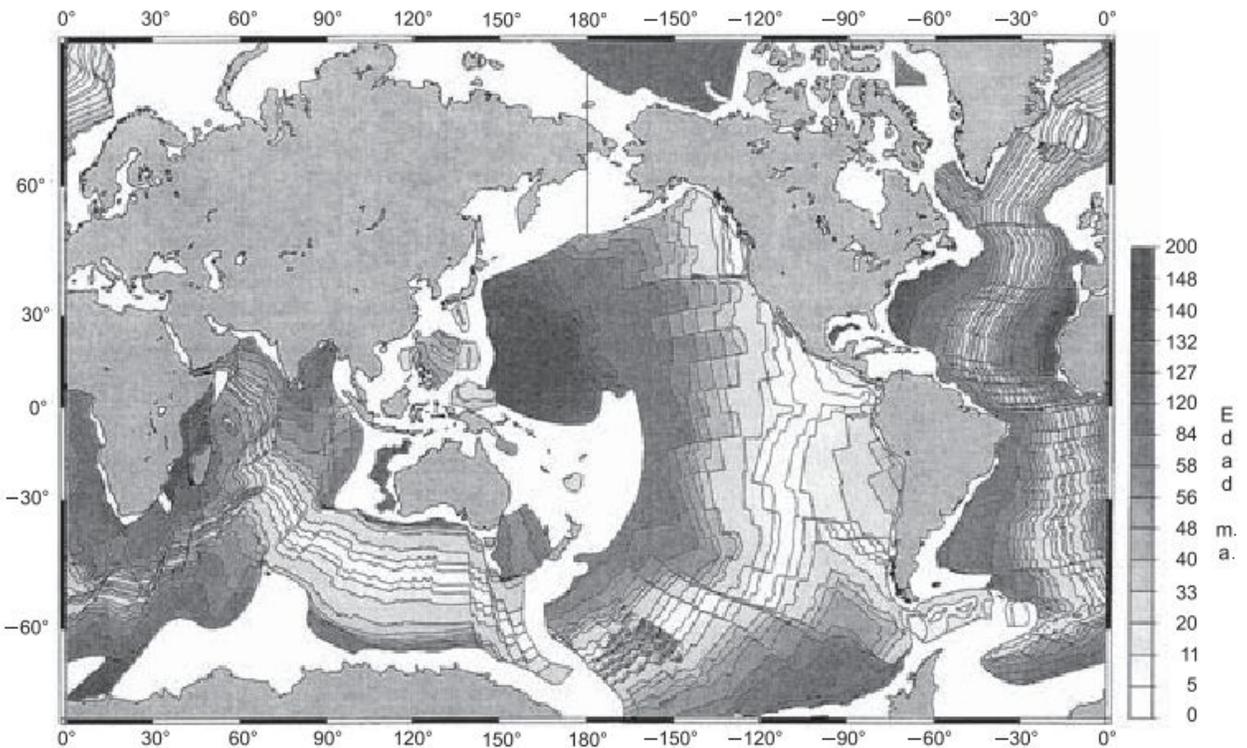


FIGURA 2.8 Mapa de isocronas del fondo marino (Muller *et al.*, 1997).

lumna de sedimentos registró la historia de las inversiones del campo magnético terrestre (Menard, 1971). Este descubrimiento abrió el camino de la estratigrafía magnética de los sedimentos oceánicos (Grandstein *et al.*, 2004).

Wilson (1965) fue un importante precursor de la teoría de la tectónica de placas con su descubrimiento de un nuevo tipo de fallas, que denominó **fallas de transformación** (Fig. 2.9) y, a su vez, compartimentan las dorsales en una serie de segmentos. Se trata de fallas de desplazamiento horizontal, que terminan bruscamente en sus dos extremos y no deben confundirse con las fallas en dirección o transcurrentes.

Mckenzie y Parker (1967), Morgan (1968) y Le Pichon (1968) intentaron ver si las ideas anteriormente indicadas

se ajustan globalmente con los nuevos datos sobre el sistema de dorsales, fosas, fallas de transformación, anomalías magnéticas y direcciones del movimiento asociadas con los terremotos. Llegaron a la conclusión de que se ajustan plenamente y la hipótesis de la extensión del fondo marino parece absolutamente indiscutible (Hallam, 1973).

Como consecuencia de todos estos descubrimientos, las Ciencias de la Tierra, como señala J. Tuzo Wilson, se encuentran en una gran revolución científica, similar a la de la Astronomía antes de que se aceptasen las ideas de Copérnico y Galileo, como la de la Química antes de introducir las ideas de átomos y moléculas, como la de la Biología antes de la evolución y, finalmente, como la Física antes de la Mecánica Cuántica.

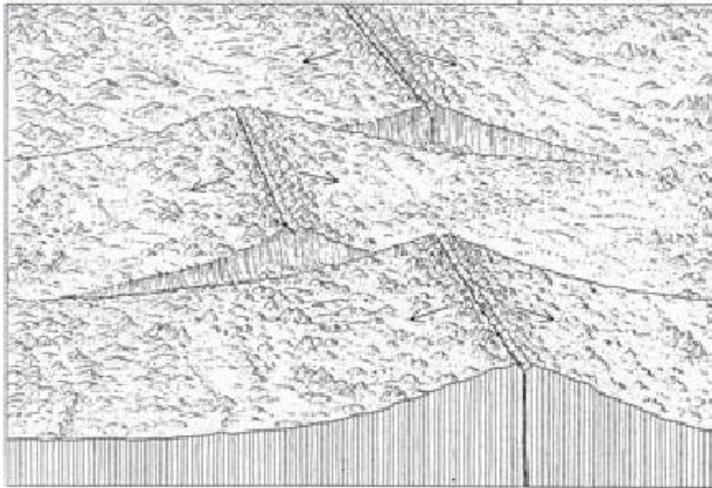


FIGURA 2.9 Fallas de transformación entre dos segmentos de dorsales desplazados (Menard, 1971).

2.7 Tectónica de placas

La tectónica de placas es un 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 otra. Las velocidades relativas de las placas son del orden de unos centímetros por año. Una gran parte de todos los terremotos, erupciones volcánicas, fosas y cordilleras se producen en los límites de las placas (Fowler, 2005) (Fig. 2.10). Las placas varían de tamaño de 10^6 a 10^8 km² y de 70 km de espesor bajo los océanos a 151 km por debajo de los continentes. Se pueden dividir en siete grandes placas (10^8 km²) (por ejemplo, Eurasia y Pacífica) y ocho placas intermedias ($10^6 - 10^7$ km²) (por ejemplo, Arábiga y Caribeña) (Fig. 2.10), así como veinte placas más pequeñas (10^5 a 10^6 km²) (Turcotte y Schubert, 2002).

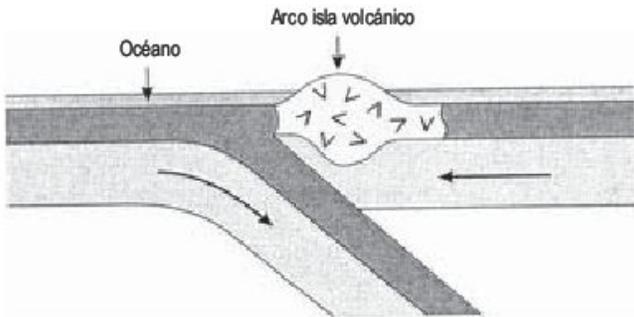
Los límites de las placas pueden ser de tres tipos (Isacks *et al.*, 1968) (Fig. 2.11):

- Márgenes divergentes**, en los que se está creando nueva corteza por la inyección de magma basáltico en las zonas de tensión, que se sitúan en las dorsales oceánicas y las dos placas que separan las dorsales divergen a partir de este límite.

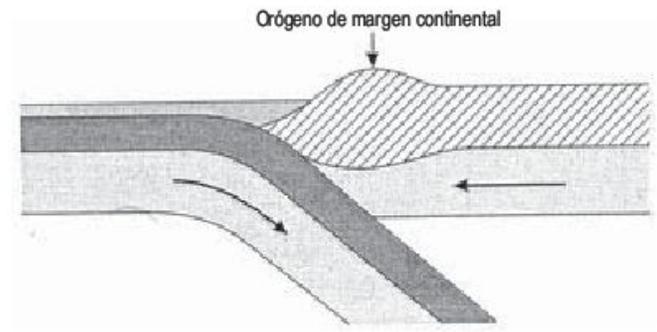
Los *rift continentales* se definen como depresiones alargadas en las que toda la litosfera se ha deformado por esfuerzos de tensión. Los ejemplos más característicos son los *rift valleys* de África oriental, la fosa del Rin y el Lago Baikal. El comienzo de los rift africanos es del Mioceno-Plioceno (Ollier, 1981), presentan fallas activas y son posteriores a las grandes superficies de erosión. Se originan por abombamiento (*updoming*) y extensión.

- Márgenes convergentes** que corresponden a zonas de convergencia y destrucción de placas li-

(a) Arco isla intraoceánico



(b) Orógeno de margen continental



Corteza oceánica
 Corteza continental

↙
↘
↗
↖
 Rocas volcánicas

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).

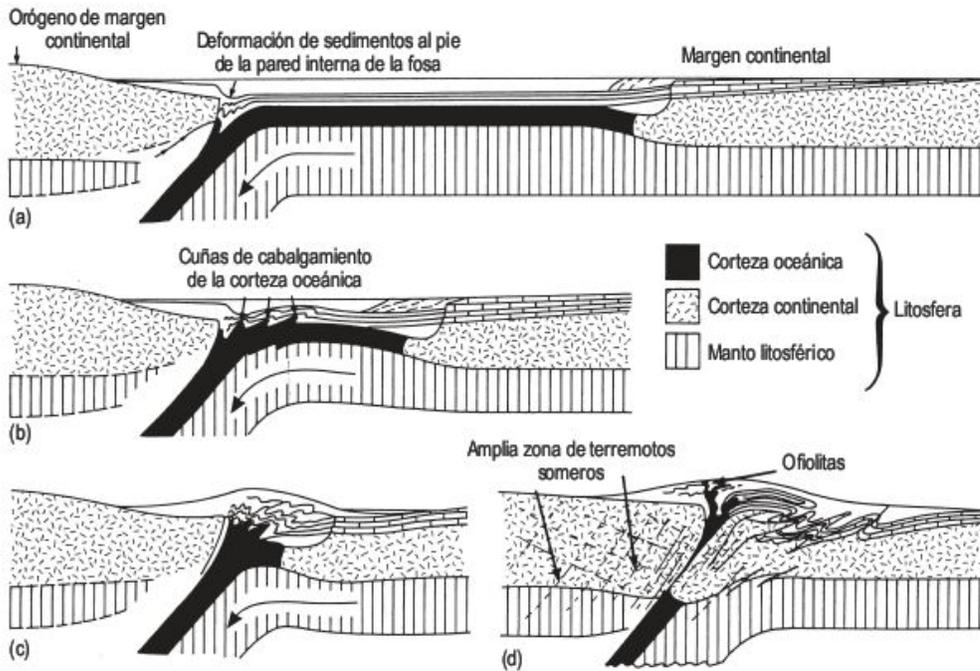


FIGURA 2.13 Representación esquemática del desarrollo de un orógeno de colisión intercontinental (Dewey y Bird, 1970; modificada en Summerfield, 1991).

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** (De-wey 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.

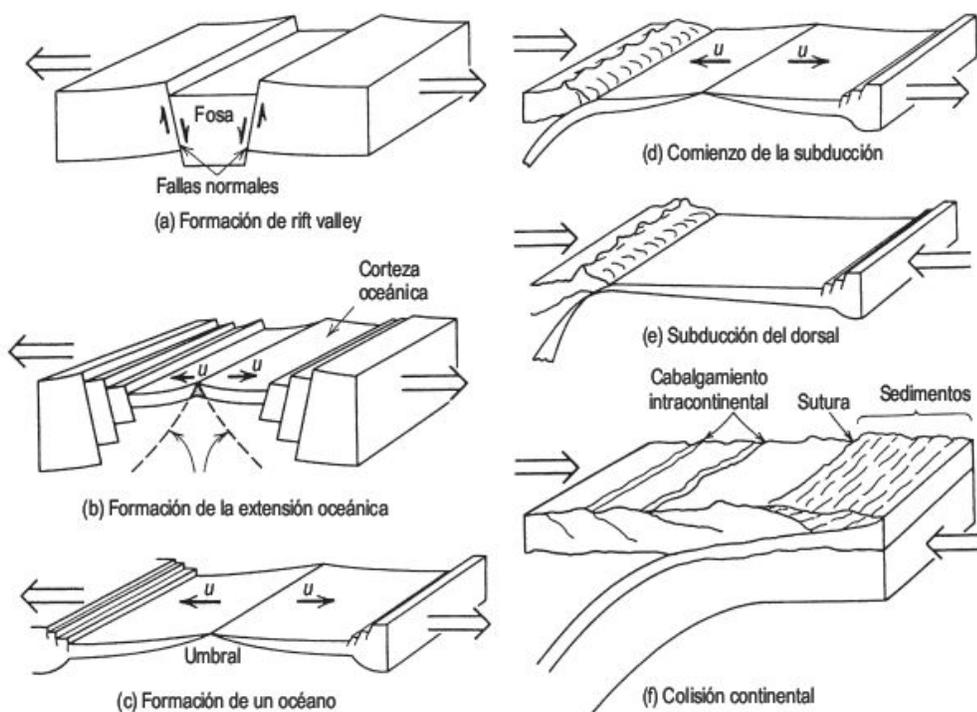


FIGURA 2.14 Etapas de desarrollo del ciclo de Wilson (Turcotte y Schubert, 2002).

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.

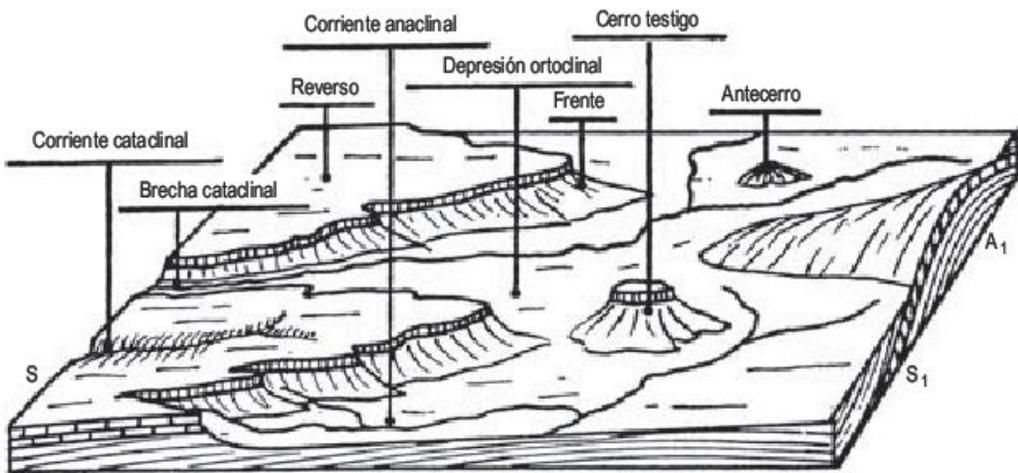


FIGURA 2.18 Esquema de la disposición de las cuestas. Se reconocen las corrientes cataclinales o consecuentes y las anaclinales (Viers, 1974).

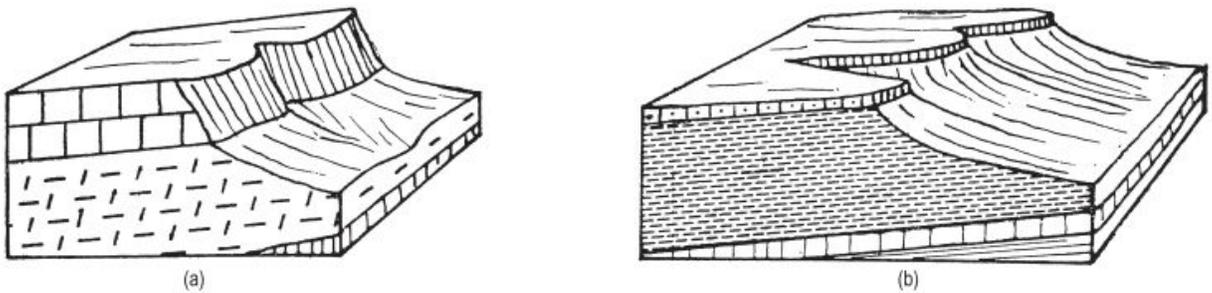


FIGURA 2.19 Bloques diagramas de cuestas. (a) Frente abrupto y poco recortado desarrollado en calizas de un espesor importante. (b) Frente sinuoso con comisas de areniscas de poca potencia (Viers, 1974).



FIGURA 2.20 Hogbacks y barras desarrollados en areniscas y yesos. Anticlinal 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 monoclinales, 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 geomorfológicos en series monoclinales.

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°

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 **resecuentes** o **anaclinales** o

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 monoclinial. 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 2.22 Chevrons modelados en calizas y margas del Muschelkalk. Carretera de Monverde a Nuévalos (Cordillera Ibérica).

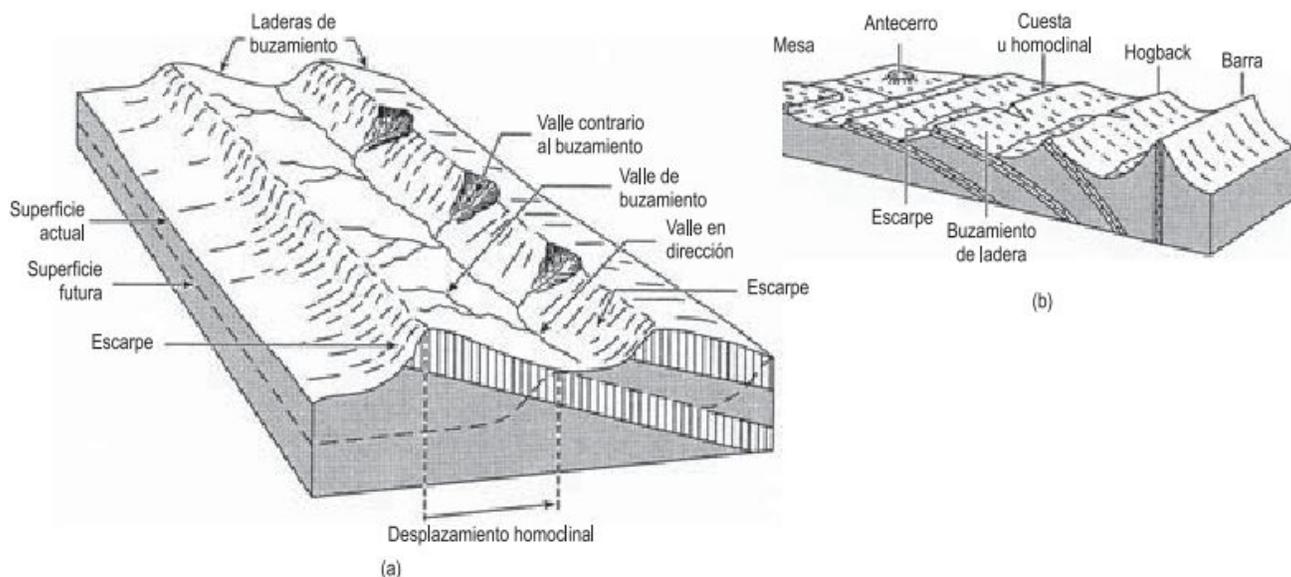


FIGURA 2.23 Series monoclinales y sus relaciones con el relieve. (a) Cuestas y su relación con el drenaje. (b) Formas asociadas con estratos progresivamente de mayor buzamiento (Goudie, 2004b).

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 combe 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 se 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

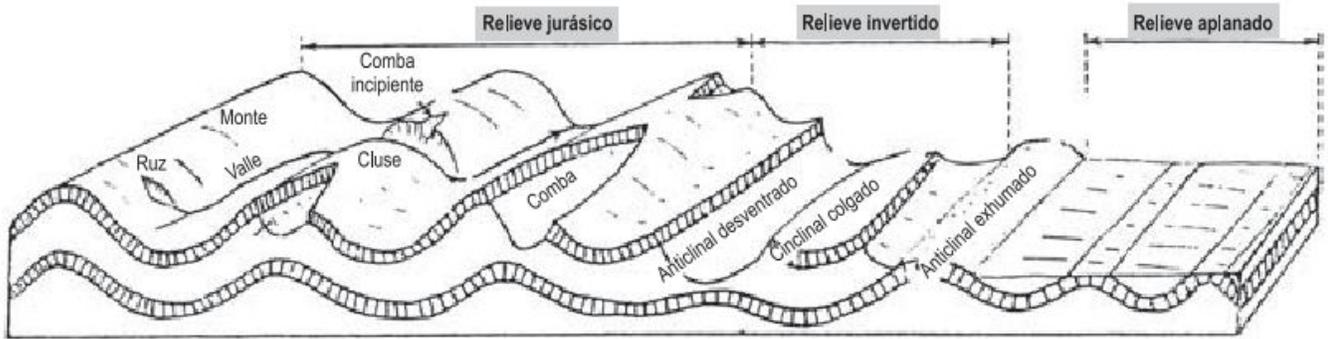


FIGURA 2.24 Evolución del relieve plegado (Derruau, 1965).



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



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

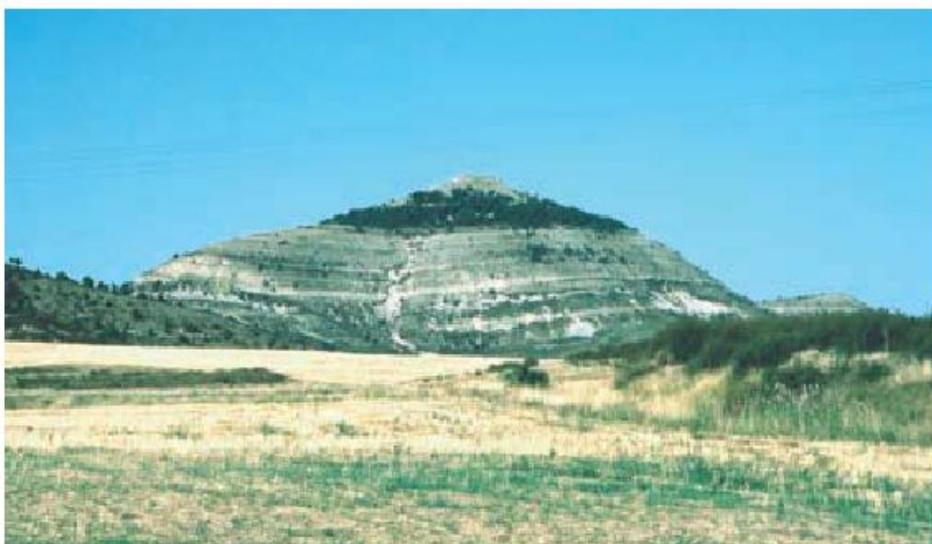


FIGURA 2.27 Sinclinal colgado en formaciones del Cretácico superior. Cuevas San Clemente (provincia de Burgos). Cordillera Ibérica septentrional.



FIGURA 2.28 Relieve aplanado en calizas del Cretácico superior, articulado por la erosión fluvial. Noguera de Teruel. Noguera de Teruel. Cordillera Ibérica oriental. Foto B. Leranoz.

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

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, discurriendo 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

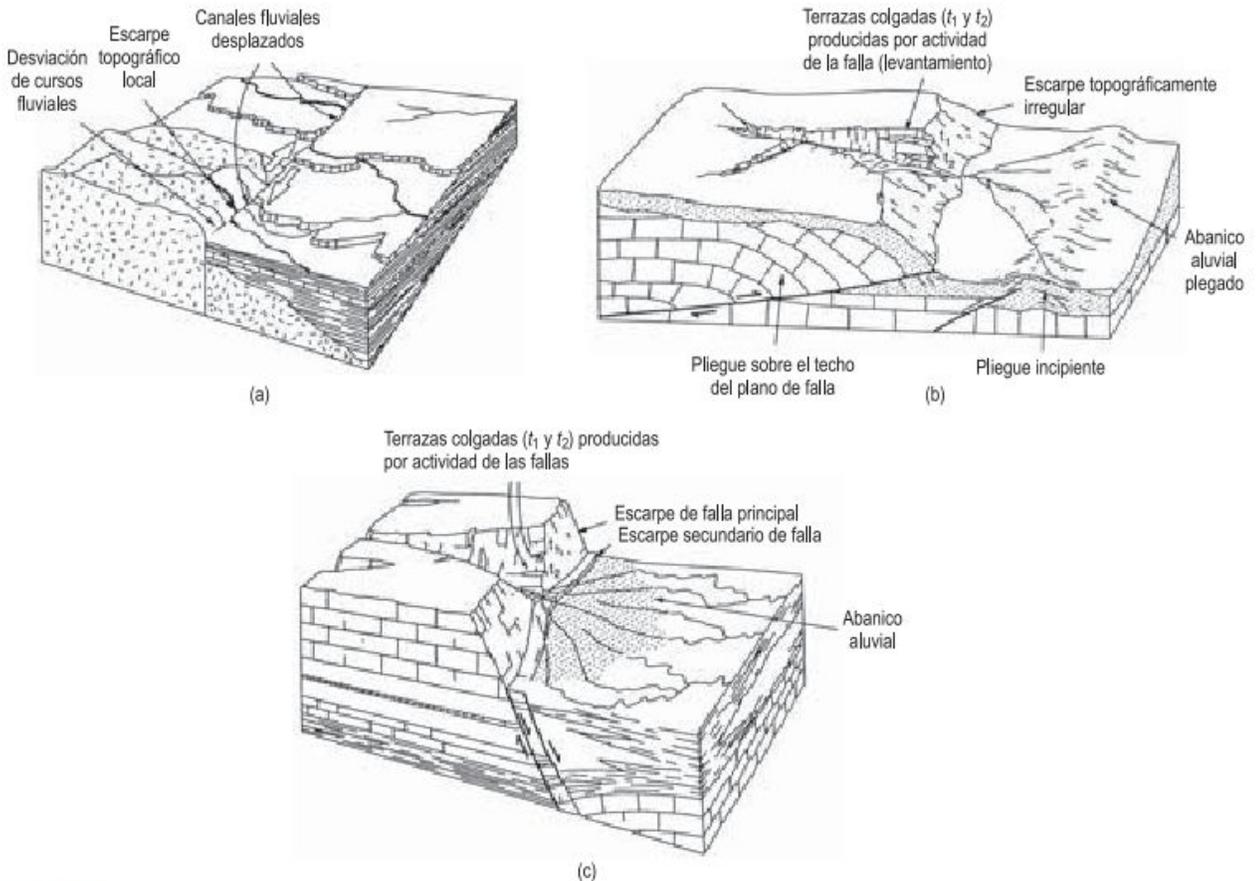


FIGURA 2.29 Bloques diagramas en los que se indican diferentes tipos de expresión topográfica para distintas clases de fallas. (a) Falla en dirección que muestra un escarpe topográfico local, desviación de canales fluviales y cursos desplazados. (b) Falla inversa de bajo ángulo con un pliegue sobre el 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).

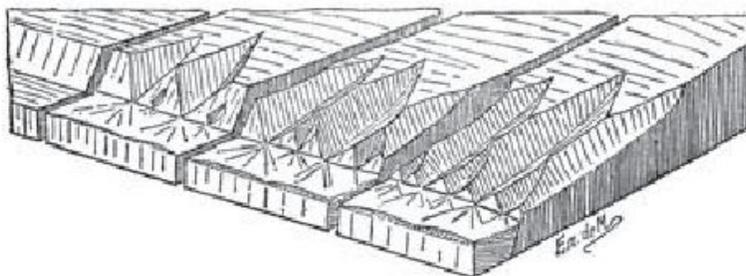


FIGURA 2.30 Formación de las facetas indicadoras de una falla (de Martonne, 1909).



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

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



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 Huécal-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, las **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

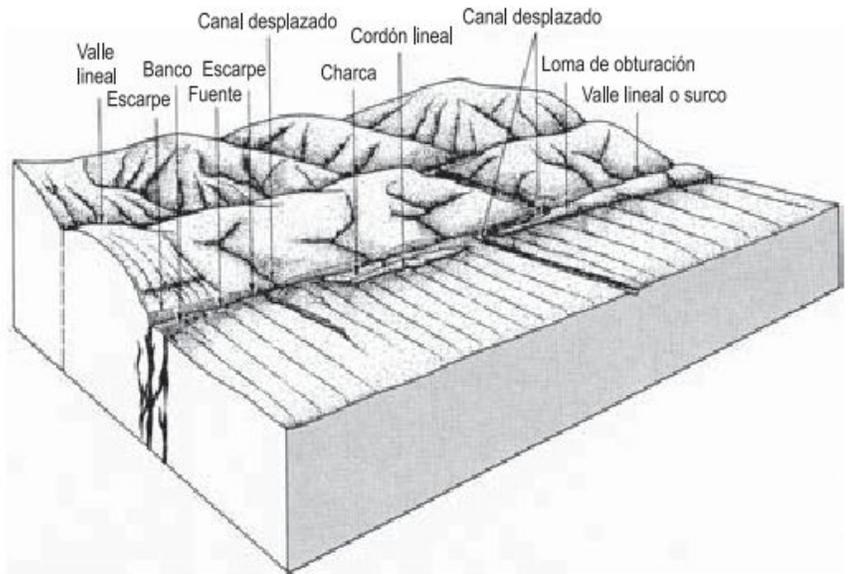


FIGURA 2.34 Bloque diagrama en el que se indican las diferentes formas asociadas con fallas en dirección recientemente activas (Wesson *et al.*, 1975).

fallas normales. También en los continentes se encuentran *rift valleys* pero de menor dimensión (Fig. 2.35). El ejemplo mejor conocido es el sistema de rift valleys de África Oriental, que se extiende más de 6.000 km desde el curso bajo del Río Zambezi hasta el Mar de Galilea

(Fig. 2.36). Las anchuras varían entre 30 y 90 km y la altura de los escarpes fluctúa entre 400 y 2.000 m. Las partes más profundas están ocupadas por numerosos lagos de diverso tamaño; algunos están por debajo del nivel del mar (Tanganika, Mar Muerto). Los *rifts* africanos van

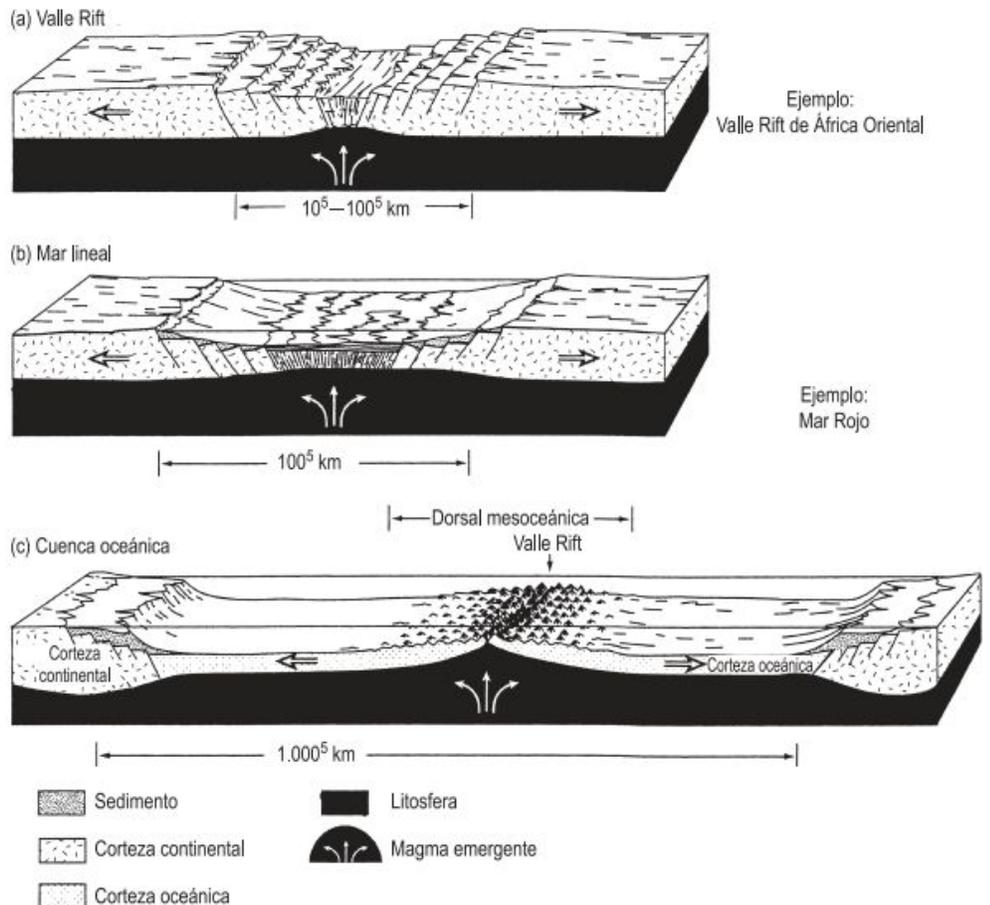


FIGURA 2.35 Formas producidas cuando la corteza se separa por extensión. El *rifting* y la extensión del fondo oceánico generan *rift valleys*, mares lineales y cuencas oceánicas (Lutgens y Tarbuck, 1992).

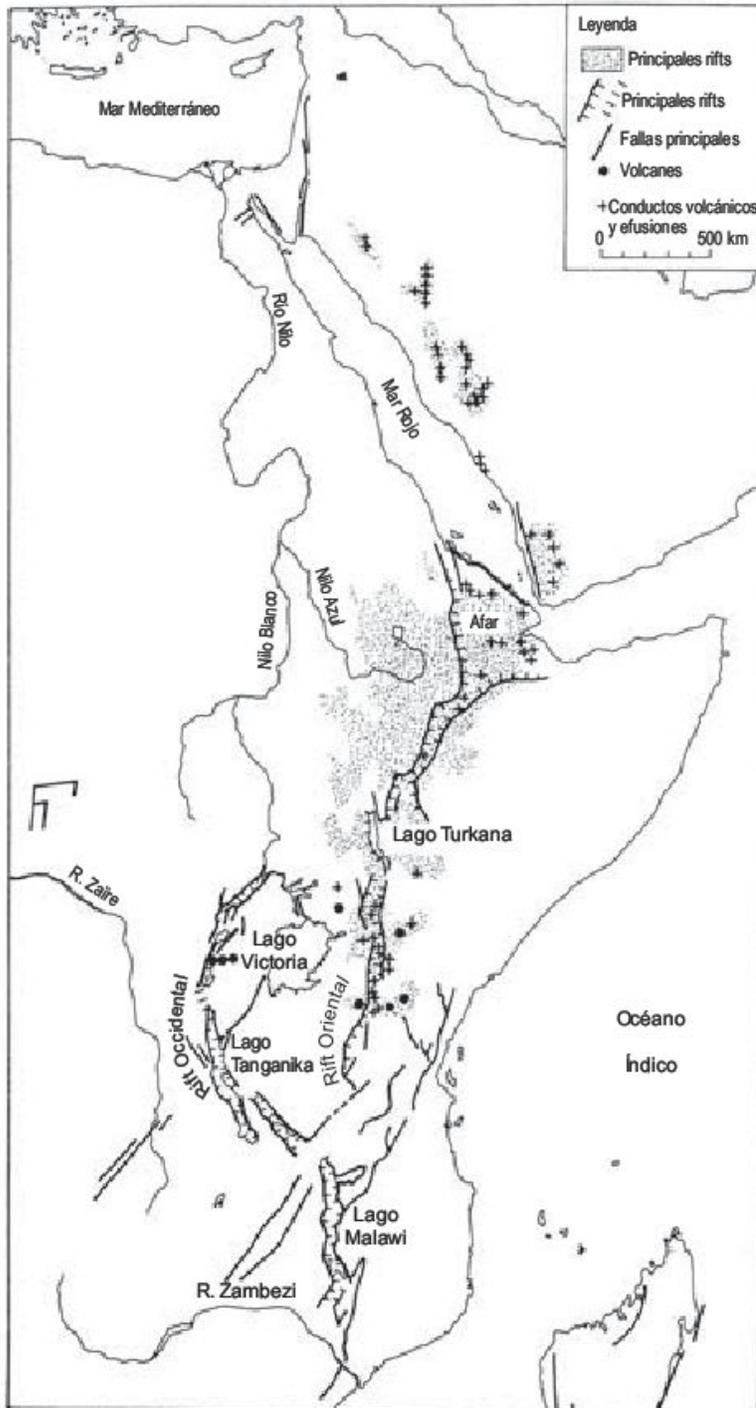


FIGURA 2.36 Localización del sistema de rift valleys de África Oriental y rocas volcánicas asociadas (Selby, 1985).

acompañados por un volcanismo basáltico, que se extiende en los márgenes y también se reconocen numerosos conos volcánicos en el fondo del *rift valley*. Los grandes estratovolcanes del Mt. Kenya (5.200 m) y Kilimanjaro (5.895 m), que constituye la mayor altura del continente africano, están relacionados con el volcanismo del rift valley oriental o Gregory. Las fallas normales van acompañadas por otro sistema de planos de falla en disposición sintética (fallas que buzcan en el mismo sen-

tido) y antitética (buzcan en sentido contrario al de la falla principal), que se manifiestan por escalones acompañantes al plano de falla principal (Fig. 2.37). Son raros los cortes geológicos en los que se reconozcan ambas fallas limitando la depresión tectónica. Los estudios llevados a cabo con estratigrafía sísmica han revelado que el sistema de fallas es muy complejo. Estas investigaciones señalan que los *rifts* son asimétricos y corresponden a una semifosa. Las investigaciones llevadas a cabo en todo el



FIGURA 2.37 Escalón ligeramente basculado hacia la falla principal. Más allá se desarrolla el fondo de rift valley oriental o Gregory. Longonot (Kenia).

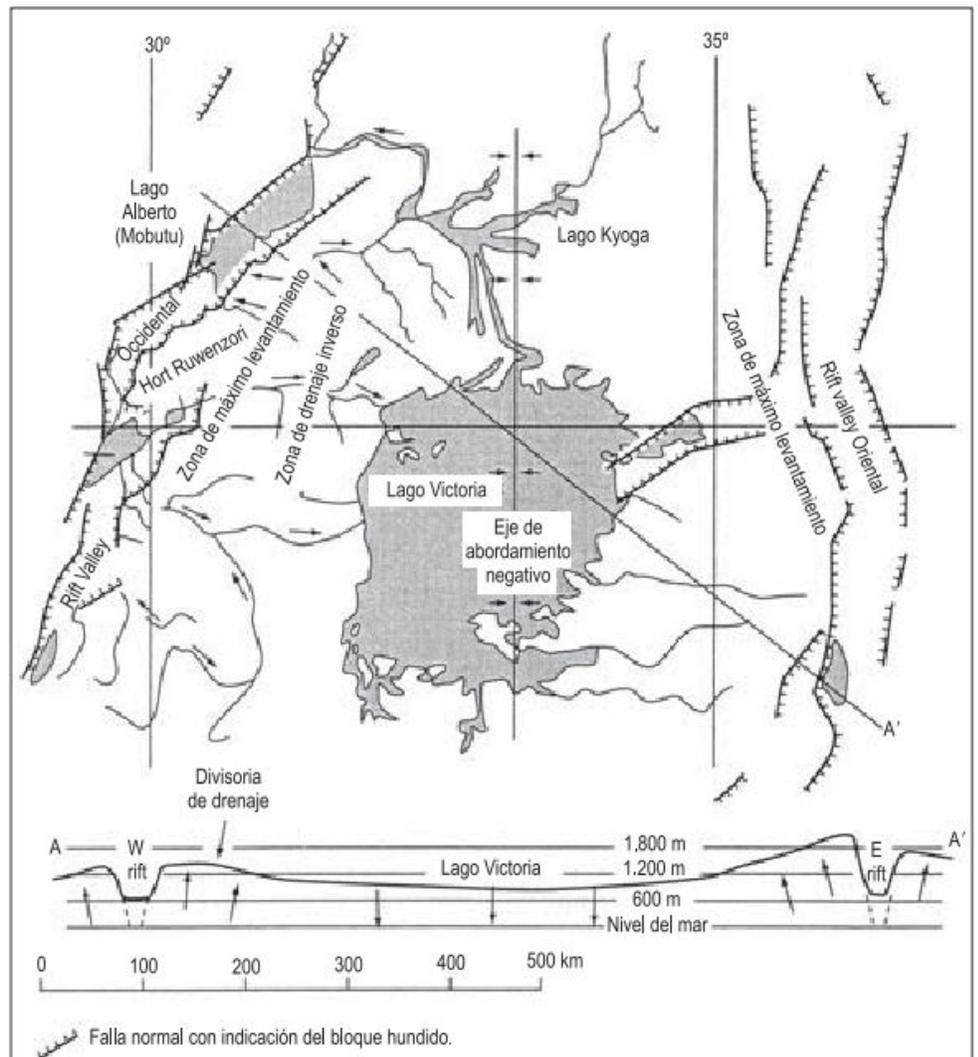


FIGURA 2.38 En la meseta de África oriental se muestra el arqueamiento alrededor de los rifts, el amplio abombamiento negativo ocupado por el Lago Victoria y las diferentes direcciones del drenaje (Bloom, 1978).

rift valley indican que las fallas se presentan normalmente en un lado y son de carácter discontinuo (Summerfield, 1991). Se supone que los *rift valleys* son el resultado de una extensión y adelgazamiento cortical y en estas circunstancias se favorece el volcanismo. Corresponde, en parte, a las clásicas ideas de arqueamiento, fracturación en la cresta y volcanismo (Cloos, 1939). El arqueamiento produce basculamiento de las superficies de erosión de diversas edades que se desarrollan en el continente africano (Fig. 2.38).

Además del rift valley de África Oriental se reconocen otros rifts de menores dimensiones, la Fosa del Rhin

y la del Baikal. La primera es uno de los mejores ejemplos descritos en el mundo. Tiene unos 600 km de largo y una anchura alrededor de 70 km. Su parte meridional separa los levantamientos estructurales de la Selva Negra y los Vosgos. Un volcanismo basáltico acompaña a la Fosa del Rhin. La Fosa del Baikal tiene unos 2.500 km de largo y 50-60 km de anchura. En su interior aloja al Lago Baikal y, a diferencia de los otros rifts, no existen rocas volcánicas. Generalmente el sistema de fallas existentes en las fosas es asimétrico con un flanco septentrional más abrupto y el contrario más suave, como en la Semifosa del Jiloca (Cordillera Ibérica) (Fig. 2.39).



FIGURA 2.39 Norte de la Semifosa del Jiloca desde Sierra Palomera (Cordillera Ibérica, España). Foto F. Gutiérrez.

2.9 Modelados pseudoestructurales

Existen morfologías que parecen asociadas a esfuerzos de origen endógeno y que en realidad son debidos a **procesos atectónicos** que actúan en una película superficial de la corteza terrestre (Twidale, 1971, 1976). Los mecanismos que producen estos modelados incluyen la sobrecarga en arcillas, la acción de la gravedad y una diversidad de deformaciones que se asocian con cambios volumétricos en las capas superficiales. A estos hay que añadir el impacto de cuerpos extraterrestres. La mayoría de estas formas pueden conducir a interpretaciones erróneas, basadas en mecanismos tectónicos. Los investigadores australianos han introducido en sus tratados estos modelados pseudoestructurales (Hills, 1963; Twidale, 1971, 1976; Ollier, 1981).

En diversas áreas en las que se encuentran materiales arcillosos recubiertos por formaciones más competentes suelen desarrollarse deformaciones superficiales. El ejemplo más típico es el correspondiente al área de Northamptonshire (Inglaterra) (Hollinworth *et al.*, 1944) en la que calizas y arenas descansan sobre arcillas y el conjunto está incidido por 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** (Fig. 2.40a). El peso de las rocas suprayacentes desencadena un flujo de las arcillas hacia el valle generando **bulges** (Fig. 2.40b) con buzamientos contrarios al valle, que simulan un anticlinal.

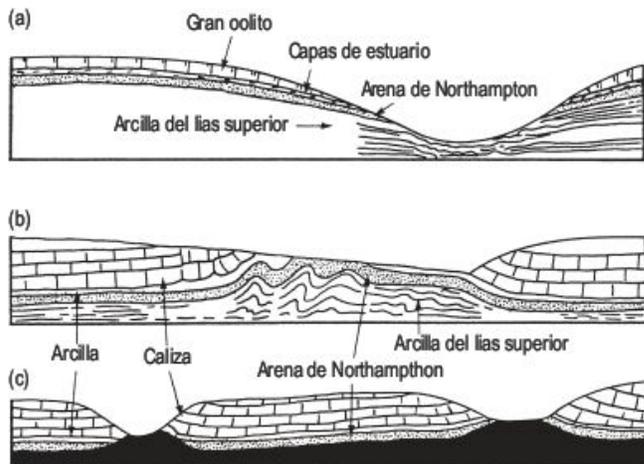


FIGURA 2.40 Estructuras superficiales en Northamptonshire. (a) *Camber* (b) y (c) Anticlinales de valle (*Valley bulges*). (Hollingsworth *et al.*, 1994).

El eje de estos **anticlinales de valle** (Fig. 2.40c) es subparalelo al curso fluvial, que a veces alcanza 35 km de longitud siguiendo las sinuosidades del Río Colorado (Potter y McGill, 1978).

Las Montañas Zagros (Irán e Irak) están constituidas por una potente caliza pre-Albiense que forma el núcleo de pliegues de similar amplitud y descansan sobre ella margas, areniscas y limos que acaban con una serie del Mioceno inferior que contiene anhidrita (yeso en superficie). La región está sometida a una importante erosión fluvial, cuyos cursos siguen por lo general el rumbo de las estructuras. A éstas se superponen diversas dislocaciones, extrañas al estilo general, que se deben al encajamiento de la red fluvial, el cual ha producido inestabilidades en los flancos de los pliegues (Harrison y Falcon, 1934). Se reconocen **pliegues en rodilla** y estructuras de **pliegues tumbados** en cascada (Fig. 2.41). En los pliegues en rodilla la erosión del flanco superior ha originado un flanco invertido, denominado **flap**. En algunos de los flancos de los pliegues se ha producido un **deslizamiento de bloques** (*slip sheet*). Todas estas dislocaciones son **colapsos estructurales por gravedad** (Harrison y Falcon, 1934, 1936). La presencia de arcillas plásticas contribuye decisivamente al desarrollo de este tipo de estructuras.

Un ejemplo de deslizamiento de bloques se encuentra en la zona de Vilel (Provincia de Teruel) en la que bloques de dolomías del Muschelkalk deslizaron por paleoladeras de arcillas yesíferas del Keuper y en su evolución quedó colgado a unos 70 metros por encima del cauce del Río Turia (Gutiérrez y Peña, 1979c) (Fig. 2.42). Estas características morfológicas recuerdan a las interpretaciones que realizan muchos tectonistas para el emplazamiento de algunos corrimientos, en los que la influencia de la morfología es decisiva (facilidades pretectónicas de Lutaud y el concepto de morfotectónica de Glangeaud, véase Auboin, 1961). Recuerda también este tipo de des-

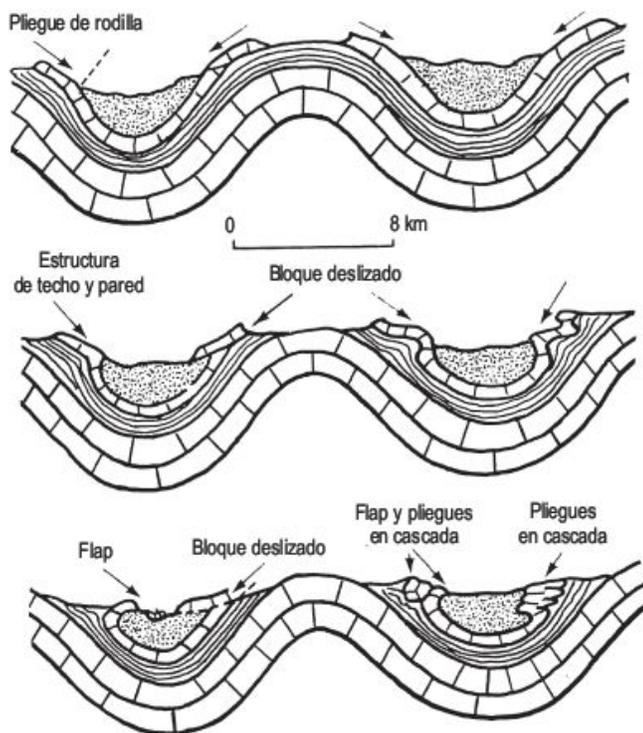


FIGURA 2.41 Estructuras de colapso por gravedad. Los diagramas representan las sucesivas etapas del desarrollo de un **flap** (Harrison y Falcon, 1934).

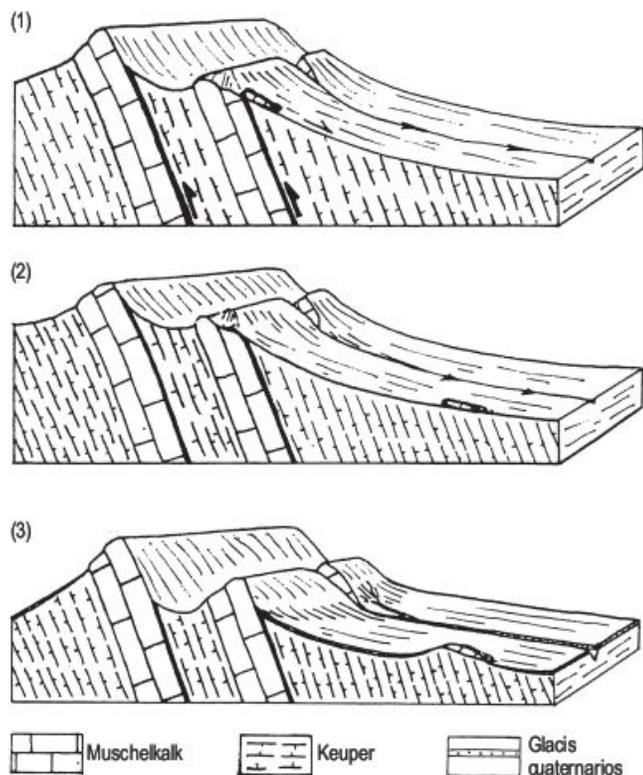


FIGURA 2.42 Etapas de desarrollo del deslizamiento de bloques en la región de Vilel (provincia de Teruel) (Gutiérrez y Peña, 1979c).

lizamientos a la interpretación dada para el cabalgamiento de Montmeyan por Goguel (1965).

En muchas partes del mundo se han observado cráteres sin ninguna relación con campos volcánicos. Se conservan en buen estado en las regiones de marcada aridez, mientras que en zonas más húmedas se alojan lagos en su interior. Estas depresiones cerradas con un borde levantado y en ocasiones con protuberancias centrales, se han interpretado como **cráteres de impacto** de meteoritos (Fig. 2.43), aunque algunos autores (Bucher, 1963; Goguel, 1963) los interpretan como originados por extrusiones gaseosas. Si en el área del cráter nos encon-

tramos con cohesita y stishovita, variedades de cuarzo de alta temperatura y presión, indican que se han originado bajo condiciones de fuerte impacto. Igualmente, la presencia de restos de meteoritos confirma un origen de impacto (Twidale, 1976). En los próximos capítulos se analizarán otro tipo de estructuras atectónicas superficiales, tales como las originadas por el paso de agua a hielo y viceversa (cuñas, pingos, suelos ordenados, criokast, etc.), fenómenos de expansión, subsidencia por disolución en evaporitas, contracción en lagos salinos, subsidencia por bombeo de fluidos y laboreo de minas, entre otros.



FIGURA 2.43 Cráter de impacto. Meteor Crater (Arizona). Foto F. Gutiérrez.