

# Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos

JOSEP POBLET

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

E-mail: [jpoblet@geol.uniovi.es](mailto:jpoblet@geol.uniovi.es)

---

**Resumen:** Este trabajo pretende ser un compendio de los aspectos más importantes desarrollados en las dos últimas décadas sobre la geometría y cinemática de los pliegues relacionados con cabalgamientos. Se describen en primer lugar las características generales de estas estructuras así como los objetivos perseguidos con su estudio y la metodología empleada. Se presenta una clasificación de los pliegues relacionados con cabalgamientos a la luz de las investigaciones más recientes y se explica en detalle la geometría y cinemática de pliegues sencillos de flexión de falla, de propagación de falla y despegados a partir de los modelos más usados en la literatura. Por último se explican brevemente las diversas técnicas propuestas para distinguir los diversos tipos de pliegues relacionados con cabalgamientos.

**Palabras clave:** geometría, cinemática, pliegues relacionados con cabalgamientos, pliegue de flexión de falla, pliegue de propagación de falla, pliegue despegado.

**Abstract:** This study pretends to be a compendium of the most relevant aspects developed during the last decades on the geometry and kinematics of thrust-related folds. First of all, the main features of these structures, as well as the goals and the methodology employed to study them, are described. A modern classification of thrust-related folds is presented, and the geometry and kinematics of simple fault-bend folds, fault-propagation folds and detachment folds is described using the most common models. Finally, the techniques proposed to distinguish the different types of thrust-related folds are briefly explained.

**Key words:** geometry, kinematics, fault-related folds, fault-bend fold, fault-propagation fold, detachment fold.

---

Por lo general en la naturaleza los pliegues y las fallas son estructuras que se encuentran estrechamente relacionadas tanto espacial como temporalmente. Las relaciones entre estas estructuras podrían sintetizarse en dos tipos principales:

a) En algunos casos las fallas son sencillamente estructuras secundarias que se forman como respuesta al plegamiento. Por ejemplo, cuando un conjunto de capas competentes se pliega por deformación longitudinal tangencial, en los arcos externos de los pliegues se produce un estiramiento que puede dar lugar a la formación de fallas normales, mientras que en los arcos internos se produce una compresión que puede generar fallas inversas.

b) En otros casos, sin embargo, los pliegues son el resultado directo del desplazamiento de los bloques a lo largo de la falla. Son los llamados pliegues relacionados con fallas (*fault-related folds*). En la literatura se han descrito pliegues relacionados con los diferentes tipos de fallas (normales, inversas/cabalgamientos, de desgarre y con salto oblicuo). Gran parte de los estudios corresponden a casos en los que la falla presenta una única etapa de movimiento, si bien, también se han descrito pliegues relacionados con fallas reactivadas, es decir, que han sufrido dos o más etapas de movimiento distintas. En este trabajo se discutirán únicamente las características más importantes de los tipos de pliegues relacionados con cabalgamientos, cuando estos involucran capas tabulares no deformadas previamente.

### Características generales

Gran parte de los pliegues relacionados con cabalgamientos suelen localizarse en las partes superiores de la corteza, concretamente en los cinturones de pliegues y cabalgamientos situados en zonas externas de cordilleras (Cordillera Cantábrica, Pirineos, Jura, Montañas Rocosas, etc.), si bien pueden encontrarse también en otros escenarios como por ejemplo mantos salinos (Golfo de Méjico, parte sur del Mar del Norte, etc.) o deltas progradacionales (Delta del Níger, Delta del Mahakam, etc.).

Los pliegues relacionados con cabalgamientos tienen escalas horizontales variables, pero por lo general no superan los 10 km. Su forma puede ser muy variada, desde pliegues isoclinales a pliegues suaves, simétricos o asimétricos, paralelos o bien con flancos y/o charnela engrosados, así como pliegues redondeados, de tipo kink-chevron, en caja, etc.

Por lo que respecta a los cabalgamientos con los que los pliegues están relacionados, se han descrito fallas planas, lítricas o bien en forma de escalera, y los cambios de buzamiento de la falla pueden ser progresivos o abruptos.

### Objetivos de su estudio

Es común que en determinadas zonas del planeta, como por ejemplo en las Montañas Rocosas, los pliegues relacionados con cabalgamientos constituyan trampas de hidrocarburos, albergando tanto gas como petróleo. Esta es la razón fundamental por la que han despertado un creciente interés, especialmente en los últimos años, y de ahí la gran cantidad de datos de los que se dispone para su estudio (datos geológicos de superficie, sondeos, datos geofísicos, etc.), en gran parte suministrados por las prospecciones petrolíferas.

Por otro lado, en zonas tectónicamente activas que sufren acortamiento actualmente, algunos pliegues constituyen la expresión superficial del movimiento producido a lo largo de fallas inversas y cabalgamientos que afectan la corteza superior y dan lugar a terremotos. Por lo tanto, en estas regiones donde los pliegues se amplifican incrementalmente durante cada terremoto, el estudio de estas estructuras es crucial de cara a estimar el potencial riesgo sísmico que suponen.

Aparte de razones de índole económico y social, el estudio de los pliegues relacionados con cabalgamientos posee también una vertiente académica o científica. Así pues, la comprensión de las características de estas estructuras pueden aportarnos numerosos datos en relación a tres aspectos distintos: a) deformación sufrida por las rocas situadas en distintos sectores de estas estructuras, b) comprobación y mejora de hipótesis para prede-

cir el origen, la geometría y la evolución de pliegues relacionados con cabalgamientos, y c) geometría y desarrollo de cuñas orogénicas o de otros contextos tectónicos a gran escala en los cuales se desarrollan pliegues relacionados con cabalgamientos.

### Técnicas de estudio

Hasta el momento se han estudiado pliegues relacionados con cabalgamientos de diverso origen:

a) Ejemplos naturales que afloran en la superficie terrestre y/o se encuentran en el subsuelo. Esto se ha llevado a cabo utilizando metodologías distintas que pueden combinarse entre ellas tales como trabajo de campo, interpretación de fotografías aéreas, ortofotos y/o imágenes de satélite, interpretación de sondeos y diagráfias e interpretación de perfiles sísmicos y/o datos obtenidos mediante cualquier otra técnica geofísica.

b) Pliegues experimentales en dos y tres dimensiones realizados en el laboratorio utilizando materiales de tipo arena, arcilla, resinas, etc. a fin de simular ejemplos naturales de pliegues relacionados con cabalgamientos.

c) Modelos teóricos en dos y tres dimensiones de pliegues relacionados con cabalgamientos cuyo objetivo es simular estructuras naturales. Fundamentalmente se ha trabajado con dos tipos distintos de modelos: (i) Modelos numéricos de tipo estático, cinemático o bien mecánico. Los modelos de tipo estático describen únicamente un estadio concreto de la evolución del pliegue y suelen basarse en leyes geométricas. Los modelos cinemáticos tratan del movimiento de las partículas, líneas, superficies y cuerpos en general sin considerar las fuerzas necesarias para producir y/o mantener el movimiento. La gran diferencia de los modelos mecánicos respecto a los anteriores es que en estos aparte de describir el movimiento de las partículas, líneas, superficies y cuerpos, se tienen en cuenta tanto las fuerzas necesarias para provocar y/o mantener el movimiento como las propiedades reológicas de las rocas involucradas en el proceso de deformación. (ii) Modelos sísmicos que consisten en visualizar la imagen sísmica de estas estructuras a partir de un sismograma sintético elaborado utilizando diversos algoritmos para simular el trazado de rayos.

La comparación entre los ejemplos naturales, experimentales y los modelos teóricos se ha llevado a cabo a través de la llamada modelización directa (*forward modelling*) o bien inversa (*reverse* o *inverse modelling*). Estas dos técnicas se han utilizado por si solas o bien combinadas para obtener un mejor resultado.

a) La modelización directa es un proceso iterativo que consiste en generar modelos teóricos y/o experimentales y compararlos con ejemplos naturales y/o experimenta-

les hasta que se consigue una serie de analogías entre ambos. En el caso de que los modelos y/o experimentos no reflejen exactamente las características del ejemplo escogido, estos deben ser refinados a partir de la modificación de los parámetros de partida hasta que se ajusten a los datos reales.

b) La modelización inversa consiste en llegar a obtener modelos de validez general a partir de datos extraídos de ejemplos naturales y/o experimentales.

### Clasificación

Clasificar los pliegues relacionados con cabalgamientos no es tarea fácil puesto que en la definición de los diversos tipos intervienen tanto aspectos de carácter geométrico como cinemático y a veces mecánico. Sin embargo en estos últimos años se ha utilizado frecuentemente una clasificación basada en tres tipos. Esta clasificación no es completa, ni incluye únicamente miembros extremos, sino que describe tres estilos concretos de pliegues (Fig. 1).

a) Los pliegues de flexión de falla (*fault-bend folds*) también llamados pliegues de rampa-rellano (*ramp-flat folds*) (Rich, 1934) son aquellos que se forman como resultado del movimiento de un bloque de falla a lo largo de una superficie de falla no planar, lo cual causa la flexión del bloque de falla y por lo tanto la formación del pliegue (Fig. 1A). Aunque por lo general se forman en el bloque superior de la falla, pueden desarrollarse también en el bloque inferior o en ambos bloques.

b) Los pliegues de propagación de falla (*fault-propagation folds*) (Dahlstrom, 1970) se forman contemporáneamente a la propagación de una falla en situación de rampa a través de una serie de estratos, de forma que el acortamiento da lugar a la formación de un pliegue en la zona próxima a su terminación (Fig. 1B).

c) Los pliegues despegados (*detachment o décollement folds*) (Chamberlin, 1910), a diferencia de los pliegues de flexión o de propagación de falla, no están asociados con una rampa en la falla, sino que se forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas (despegue) (Fig. 1C). Pueden generarse en la zona próxima a la terminación de un cabalgamiento o bien en cualquier otra zona a lo largo del cabalgamiento si se produce una disminución brusca en la cantidad de desplazamiento a lo largo de este. Los pliegues despegados pueden estar limitados por un despegue inferior, por uno superior o por ambos.

Aparte de estos tres tipos de pliegues hay otros estilos de pliegues relacionados con fallas, algunos de los cuales se describen brevemente a continuación.

Con el término de pliegues híbridos entre pliegues de propagación y pliegues despegados (*hybrid fault-propa-*

*gation/detachment folds*) (Chester y Chester, 1990; Mallet y Bentham, 1997) se definen aquellos pliegues que se forman simultáneamente a la propagación de una falla, pero, a diferencia de los ejemplos típicos de pliegues de propagación de falla en los cuales el pliegue se inicia en el punto donde la falla pasa de ser un despegue a estar en situación de rampa, los pliegues híbridos pueden nuclear en cualquier punto de la rampa cuando esta se propaga. La rampa no necesita estar conectada con un despegue. Este tipo de pliegues incluye en una sola categoría los pliegues de propagación de falla y aquellos "pliegues despegados" que se forman sobre fallas en situación de rampa de bajo buzamiento coetáneamente a la propagación de la falla.

Los pliegues debidos a un gradiente de desplazamiento a lo largo de la falla (*fault displacement-gradient folds*) (Wickham, 1995) corresponden a aquellos pliegues que se forman en la zona próxima a la terminación de una falla ya sea simultáneamente a la propagación de esta o bien aunque la posición de la terminación de la falla se mantenga estacionaria. Este tipo de pliegues incluye entre otros a los pliegues de propagación de falla y también a los pliegues despegados.

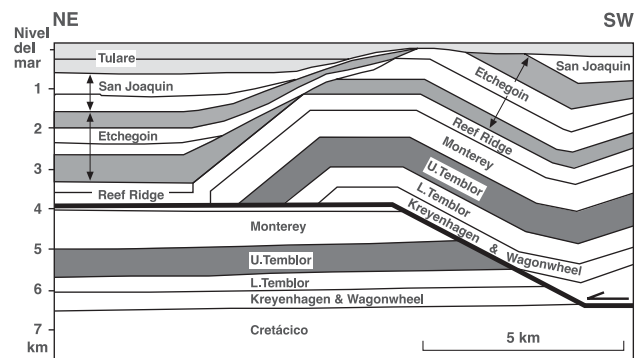
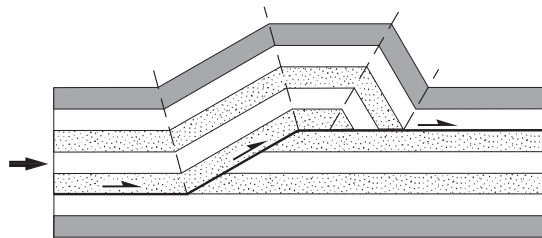
Los pliegues de propagación por cizalla triple (*tri-shear fault-propagation folds*) (Erslev, 1991) son aquellos pliegues de propagación de falla en donde a partir de la terminación de la falla emana una zona de cizalla dúctil de forma triangular (en dos dimensiones) que se abre desde el punto de terminación de la falla.

Los pliegues de recubrimiento o pliegues forzados (*drape o forced folds*) (Prucha et al., 1965) son tipos particulares de pliegues que se originan por flexión pasiva de las rocas de la cobertera para adaptarse a la geometría producida por el movimiento de bloques a lo largo de fallas, por lo general fuertemente inclinadas, desarrolladas en el basamento.

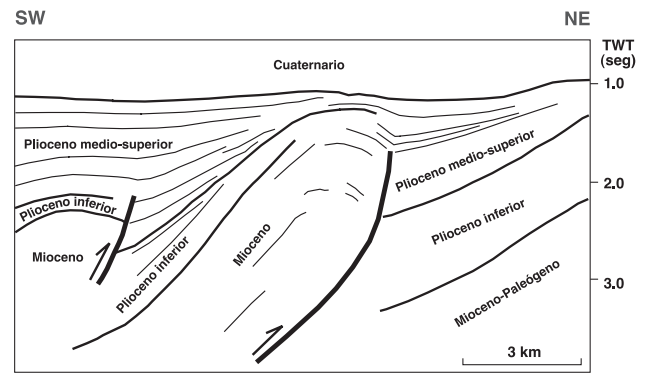
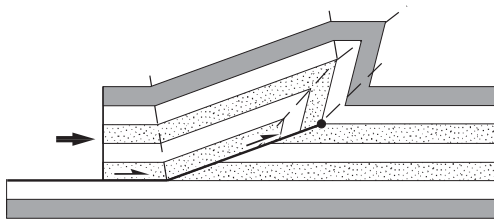
A todo el conjunto de pliegues que involucran el basamento y que pueden ser tanto pliegues de flexión de falla como pliegues de propagación de falla se les conoce con nombres variados entre los que destacan los de pliegues generados por cabalgamientos que involucran el basamento (*basement involved thrust-generated folds*; Stone, 1993), estructuras compresivas que involucran el basamento (*basement-involved compressive structures*; Narr y Suppe, 1994) o bien estructuras de antepaís que involucran el basamento (*foreland basement-involved structures*; Mitra y Mount, 1998).

Los pliegues de terminación (*tip folds*) consisten en pliegues desarrollados en las proximidades de las terminaciones de fallas. Tanto los pliegues de propagación de falla como algunos pliegues despegados pertenecerían a esta categoría.

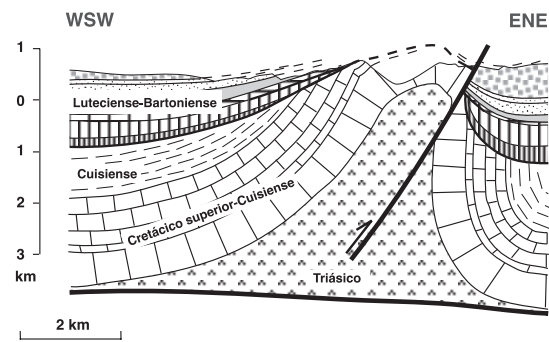
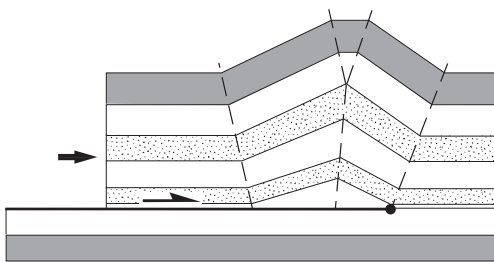
**A. PLIEGUES DE FLEXION DE FALLA**



**B. PLIEGUES DE PROPAGACION DE FALLA**



**C. PLIEGUES DESPEGADOS**



**Figura 1.** A) Pliegue de flexión de falla teórico y pliegue de flexión de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (anticlinal de Lost Hills, Estados Unidos, modificado de Medwedeff, 1989). Las capas situadas por encima de la Formación Reef Ridge corresponden a sedimentos sintectónicos (*growth strata*) depositados durante el crecimiento del pliegue. B) Pliegue de propagación de falla teórico y pliegue de propagación de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (cuenca del Po, Italia, modificado de Prieri, 1989). Las capas situadas por encima del Mioceno corresponden a sedimentos sintectónicos (*growth strata*) depositados durante el crecimiento del pliegue, mientras que la parte superior del Cuaternario corresponde a sedimentos posttectónicos depositados con posterioridad al crecimiento del pliegue. C) Pliegue despegado teórico y pliegue despegado obtenido a partir de datos de campo (anticlinal de Mediano, Pirineos). Las capas del Luteciense-Bartoniense corresponden a sedimentos sintectónicos (*growth strata*) depositados durante el crecimiento del pliegue. El flanco frontal del pliegue está cortado por una falla inversa.

Los pliegues de rampa (*ramp folds*) o pliegues de truncación (*truncation folds*) (Jamison, 1987) son aquellos pliegues que se forman en relación con una rampa en la superficie de falla y por lo tanto incluyen a los pliegues de flexión y a los pliegues de propagación de falla. Pueden consistir en pliegues asociados a rampas frontales (*frontal ramp folds*), rampas oblicuas (*oblique ramp folds*), rampas laterales (*lateral ramp folds*) o bien zonas de unión entre dos rampas dando lugar a pliegues esquina (*corner folds*) (Álvarez-Marrón, 1995).

En función de la posición que ocupan dentro de una lámina cabalgante, los pliegues reciben distintos nombres (Boyer, 1986) tales como pliegues desarrollados en el extremo trasero de una lámina cabalgante (*trailing edge folds*), pliegues desarrollados en el interior de una lámina cabalgante (*intraplate folds*) y pliegues desarrollados en el extremo frontal de una lámina cabalgante (*leading edge folds*).

En algunos casos las fallas continúan propagándose de manera que se altera la geometría inicial del pliegue de propagación o despegado y estos son transportados a lo largo de nuevas fallas o nuevos segmentos de fallas. Este mecanismo puede dar lugar a pliegues con características intermedias entre pliegues de flexión, pliegues de propagación y pliegues despegados. Estos pliegues se conocen generalmente como pliegues de propagación de falla y pliegues despegados transportados (*transported fault-propagation folds* o *transported detachment folds*; Jamison, 1987), pliegues de propagación de falla y pliegues despegados trasladados (*translated fault-propagation folds* o *translated detachment folds*; Mitra, 1990) y pliegues de propagación de falla rotos (*breakthrough fault-propagation folds*; Suppe y Medwedeff, 1990).

Los pliegues de arrastre (*drag folds*) (Fox, 1959) son pliegues asimétricos con planos axiales subparalelos a la superficie de falla y que se forman a poca distancia de esta debido a las fuerzas de fricción asociadas al movimiento de los bloques de la falla.

Aunque no corresponden propiamente a pliegues relacionados con fallas, merece la pena incluir en este listado los pliegues cortados por cabalgamientos (*break-thrust folds*) (Willis y Willis, 1934). Se trata de pliegues que una vez formados son posteriormente cortados por cabalgamientos. Dentro de este campo podríamos incluir los mantos de corrimiento (*thrust nappes*) o cabalgamientos debidos a estiramiento (*stretch thrusts*) (Heim, 1919) que corresponden a pliegues asimétricos de manera que el flanco invertido se estira progresivamente durante la amplificación del pliegue hasta que se genera un cabalgamiento en este flanco.

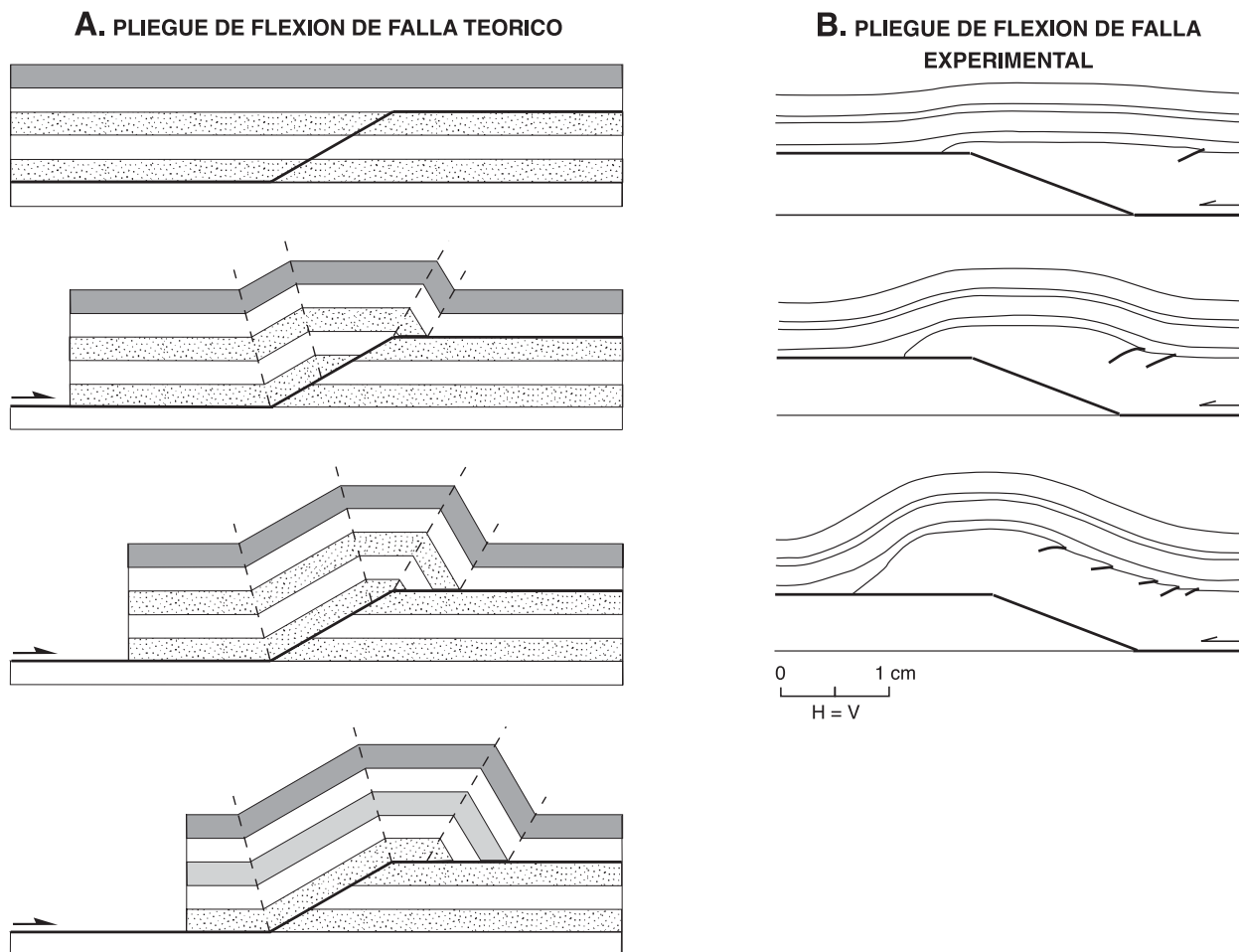
## Geometría y cinemática

Con el fin de predecir la geometría completa de aquellos pliegues relacionados con cabalgamientos de los cuales se disponía únicamente de datos referidos a una porción de la estructura, y a su vez describir la cinemática de estas estructuras, se crearon una serie de modelos teóricos basados en leyes trigonométricas, vectores de velocidad, elementos finitos, etc. En los modelos más sencillos de pliegues relacionados con cabalgamientos se usó el estilo kink band para los pliegues (pliegues con charnelas angulosas y flancos largos en comparación con las charnelas) y fallas angulosas con cambios de buzamiento abruptos. Este estilo de plegamiento se utilizó porque los pliegues con geometría kink band son fácilmente retrodeformables y su geometría puede ser descrita por ecuaciones sencillas. En la mayoría de modelos de pliegues relacionados con cabalgamientos el bloque inferior permanece no deformado de manera que los pliegues se desarrollan única y exclusivamente en el bloque superior. Algunos autores han criticado ambas asunciones (geometría kink band de los pliegues y deformación restringida al bloque superior) e incluso han descrito ejemplos naturales de pliegues relacionados con cabalgamientos de formas redondeadas, y también pliegues de flexión de falla y pliegues despegados desarrollados única y exclusivamente en el bloque inferior de la falla, o incluso pliegues de flexión de falla que deforman ambos bloques (por ejemplo Ramsay, 1992). A pesar de estos problemas, debido a su sencillez estos modelos han sido aplicados con éxito por muchos autores para predecir la geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos en diversos lugares del planeta.

En este capítulo se discuten brevemente los modelos teóricos cuantitativos creados para describir la geometría y cinemática de pliegues de flexión de falla, de propagación de falla y despegados. En el apartado de características de los modelos se describen los modelos más sencillos basados en ecuaciones trigonométricas que por lo general fueron los primeros en ser presentados en la literatura, y en el apartado de la cinemática se describe la amplificación de los pliegues de acuerdo con aquellos modelos en donde el espesor, la longitud y el área de las capas se mantiene constante durante el crecimiento de los pliegues.

### Características de los modelos

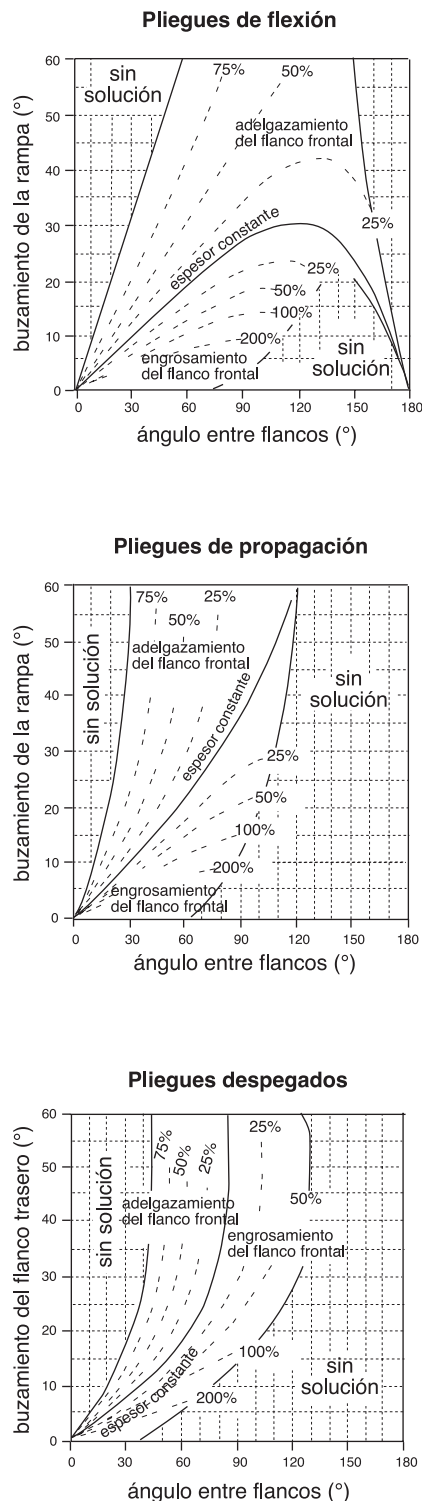
*Pliegues de flexión de falla:* El primer modelo cuantitativo en dos dimensiones en el que se han basado todos los modelos posteriores que describe la geometría y cinemática de los pliegues de flexión de falla fue ideado por Suppe (1983). El modelo creado por este autor en base a ecuaciones trigonométricas fue aplicado con éxito a la lámina cabalgante de la Pine Moun-



**Figura 2.** A) Evolución cinemática de un pliegue de flexión de falla teórico con longitud, espesor y área de las capas constante desarrollado sobre un cabalgamiento formado por un rellano inferior, una rampa y un rellano superior según el modelo propuesto por Suppe (1983) (modificado de este autor). B) Tres estadios de un pliegue de flexión de falla experimental con una configuración parecida a la del modelo teórico (modificado de Chester et al., 1991). La evolución del pliegue experimental muestra algunas diferencias con respecto al pliegue teórico como por ejemplo la variación del buzamiento del flanco frontal a medida que el pliegue se amplifica.

tain en la parte sur de los Apalaches y al cinturón de pliegues y cabalgamientos del oeste de Taiwan. Suppe (1983) formuló las ecuaciones que determinan la geometría y cinemática tanto para un pliegue desarrollado sobre un cabalgamiento con un solo escalón (rellano inferior, rampa y rellano superior) como para pliegues más complejos formados sobre rampas con diversos ángulos, pliegues que sufren cizalla y también estructuras imbricadas. Las asunciones utilizadas en el caso más sencillo son que para un estadio inicial con capas horizontales de espesor constante, la longitud y el espesor se conserva durante todo el desarrollo del pliegue. Esto asegura que el área permanezca constante durante la deformación. Las capas se deforman por deslizamiento paralelo a las capas (*flexural slip*) y las superficies axiales bisectan el ángulo entre los flancos de los pliegues (Fig. 2). Asumiendo que el espesor de

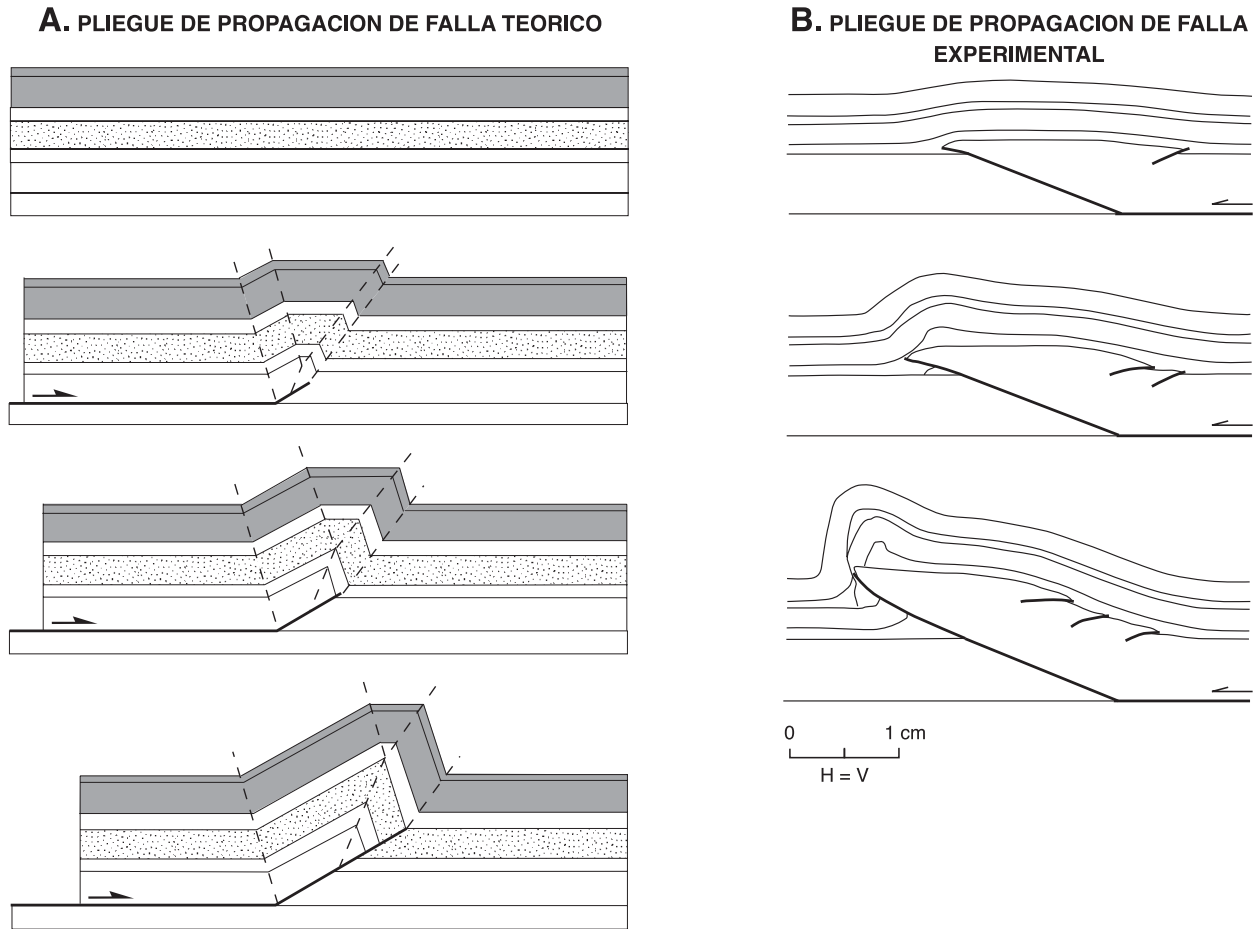
las capas no cambia durante la deformación, las ecuaciones propuestas por Suppe (1983) predicen que el buzamiento inicial de la rampa no puede superar los  $30^\circ$  en el caso de un pliegue de flexión de falla desarrollado sobre un cabalgamiento con un solo escalón (Fig. 3). Para un buzamiento de la rampa determinado hay dos soluciones para el ángulo entre flancos. Ambas soluciones satisfacen las ecuaciones trigonométricas y corresponden a los llamados Modo I y Modo II. Los flancos frontales de los pliegues de Modo I suelen tener un buzamiento suave en comparación con los pliegues del Modo II. La experiencia muestra que las soluciones del Modo I son las más razonables desde el punto de vista geológico y son las que en general han sido reconocidas en la naturaleza. Según este modelo, la forma característica de un pliegue paralelo de flexión de falla de Modo I desarrollado sobre un cabal-



**Figura 3.** Curvas que relacionan el buzamiento de la rampa (o el buzamiento del flanco trasero en el caso de pliegues despegados) y el ángulo entre flancos para pliegues de flexión de falla formados por un rellano inferior, una rampa, una rampa y un rellano superior, para pliegues de propagación de falla formados por un rellano inferior y una rampa, y para un caso concreto de pliegues despegados (modificado de Jamison, 1987).

gamiento con un solo escalón consiste en un flanco frontal con mayor buzamiento que el flanco trasero, este último paralelo a la rampa (Fig. 1).

**Pliegues de propagación de falla:** El primer modelo cuantitativo en dos dimensiones que predice la geometría y cinemática de los pliegues de propagación de falla fue establecido por Suppe (1985). Este modelo utiliza ecuaciones trigonométricas y fue desarrollado más ampliamente por Mitra (1990), y Suppe y Medwedeff (1990) y posteriormente otros autores se basaron en el para crear modelos más sofisticados. El modelo de Mitra (1990) fue aplicado a diversos pliegues situados en las Foothills de las Montañas Rocosas del Canadá, en Taiwan, en los Apalaches, etc., mientras que el modelo de Suppe y Medwedeff (1990) fue utilizado para explicar una gran variedad de pliegues en Nueva Guinea Papua, Taiwan y en la cuenca de Ventura en California entre otros. El modelo creado por Mitra (1990) contempla dos situaciones cinemáticas distintas para pliegues de propagación formados sobre cabalgamientos constituidos por un rellano y una rampa: desarrollo de un pliegue de propagación con ángulo entre flancos constante y desarrollo de un pliegue de propagación con ángulo entre flancos que decrece progresivamente a medida que el cabalgamiento se propaga. En ambas situaciones las capas sufren engrosamientos o adelgazamientos a medida que el pliegue se va amplificando debido a la aplicación de cizalla. Suppe y Medwedeff (1990) derivaron un conjunto de gráficos para definir las relaciones angulares entre los diversos elementos geométricos de pliegues de propagación desarrollados sobre cabalgamientos constituidos por dos segmentos de buzamientos distintos. Se contemplaron dos situaciones cinemáticas distintas: una basada en la conservación del espesor y de la longitud de las capas, y otra donde se permiten variaciones del espesor del flanco frontal debido a la presencia de una superficie axial frontal fija. Dentro de los múltiples modelos formulados por estos autores, el ejemplo más sencillo consiste en el que los pliegues se desarrollan en zonas con capas tabulares inicialmente horizontales, de manera que se conserva su longitud, su espesor y su área, y se deforman por deslizamiento paralelo a las capas (*flexural slip*). Las superficies axiales que limitan los distintos paquetes de rocas bisectan el ángulo entre los flancos de los pliegues (Fig. 4). Asumiendo una geometría paralela del pliegue, las ecuaciones de Suppe y Medwedeff (1990) predicen que inicialmente la rampa no puede superar los 60° de buzamiento en el caso de un pliegue de propagación de falla desarrollado sobre un cabalgamiento formado por un rellano y una rampa (Fig. 3). En este tipo de estructura, el flanco frontal del pliegue posee un buzamiento más elevado que el flanco trasero cuando la rampa buza suavemente, y viceversa



**Figura 4.** A) Evolución cinemática de un pliegue de propagación de falla teórico con longitud, espesor y área de las capas constante desarrollado sobre un cabalgamiento formado por un rellano inferior y una rampa según el modelo propuesto por Suppe y Medwedeff (1990) (modificado de estos autores). B) Tres estadios de un pliegue de propagación de falla experimental con una configuración parecida a la del modelo teórico (modificado de Chester et al., 1991). La evolución del pliegue experimental muestra algunas diferencias con respecto al pliegue teórico como por ejemplo la variación del buzamiento del flanco frontal a medida que el pliegue se amplifica.

cuando las rampas poseen buzamientos elevados debido a que el flanco trasero del pliegue es paralelo a la rampa. El pliegue que se forma en la inflexión del cabalgamiento cuando este pasa de estar en situación de rellano a situación de rampa corresponde a un pliegue de flexión de falla, de manera que los pliegues de propagación de falla pueden llevar asociados pliegues de flexión de falla (Fig. 1).

*Pliegues despegados:* A diferencia de los pliegues de flexión y propagación de falla, la forma de los pliegues despegados no depende de las características de una rampa en el cabalgamiento infrayacente. Por otro lado, muchos pliegues despegados poseen una unidad litológica dúctil en su núcleo. Estos dos factores condicionan que su geometría sea mucho menos predecible que en el caso de los pliegues de flexión y de propagación de falla. Esto motivó que muchos modelos cuantitativos de

pliegues despegados fueran de tipo geométrico sin implicaciones cinemáticas. Estos modelos fueron aplicados a diversos pliegues de los Apalaches (Chamberlin, 1910); a pliegues del Río Besa en la Columbia Británica (Jamison, 1987); a pliegues del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Taiwan y de las Montañas del Jura (Mitra y Namson, 1989); a pliegues del cinturón de cabalgamientos de Wyoming y de las Montañas del Jura (Epard y Groshong, 1993); a pliegues de las Brook Ranges de Alaska (Homza y Wallace, 1995); a pliegues del Jura, de las Montañas Rocosas de Canadá y experimentales (Poblet y McClay, 1996); y a pliegues de diversas zonas de Canadá, Australia, Irlanda y pliegues experimentales (Bulnes y Poblet, 1999). Estos modelos son bidimensionales y están basados en ecuaciones trigonométricas. Mientras que el objetivo de los modelos de Jamison (1987) y Poblet y McClay (1996) es predecir la

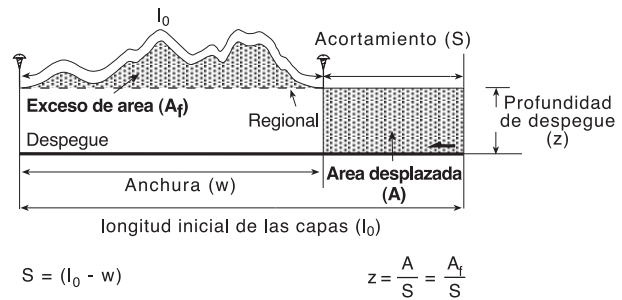


geometría de los pliegues despegados a partir de un conjunto de datos parciales, el resto de modelos están pensados para determinar la profundidad del nivel de despegue. Los modelos de Jamison (1987), Mitra y Namson (1989), Epard y Groshong (1993), y Poblet y McClay (1996) admiten variaciones de espesor de las capas y la aplicación de cizalla, mientras que el resto de modelos asumen la existencia de una unidad estratigráfica situada en la parte externa de los pliegues que conserva el espesor. El modelo de Jamison (1987) además tiene en cuenta las modificaciones geométricas sufridas por los pliegues despegados al ser transportados. El modelo más conocido y que ha sido aplicado a numerosos ejemplos de pliegues despegados es el de cálculo de la profundidad de despegue, basado en la ley de la conservación del área, diseñado por Chamberlin (1910) (Fig. 5).

Epard y Groshong (1995), Homza y Wallace (1995), y Poblet y McClay (1996) crearon modelos cuantitativos en dos dimensiones, basados en ecuaciones trigonométricas, para explicar no sólo la geometría sino también la cinemática de los pliegues despegados. El modelo cinemático de Epard y Groshong (1995) implica un incremento de espesor progresivo de las capas a medida que éstas están más próximas a la charnela anticlinal y una disminución progresiva del buzamiento de las capas hacia niveles inferiores de forma que el pliegue se amortigua gradualmente en profundidad. Los modelos cinemáticos de Homza y Wallace (1995), y Poblet y McClay (1996) consideran la existencia de una unidad competente más o menos homogénea situada sobre una unidad dúctil, de manera que las capas de la unidad competente conservan su espesor, su longitud y su área (se deforman por pliegues paralelos), mientras que la unidad dúctil no conserva la longitud de las capas pero se asume que su área se mantiene constante. El nivel de despegue se sitúa dentro o en la base de la unidad dúctil y se define por medio de la presencia de rocas no deformadas situadas bajo este nivel (Fig. 6). A diferencia de los pliegues de flexión y de propagación de falla, los pliegues despegados no poseen una geometría característica puesto que esta es altamente variable.

#### *Evolución cinemática*

La mayor parte de los modelos cuantitativos bidimensionales de carácter cinemático para los pliegues relacionados con cabalgamientos, asumen un bloque inferior no deformado sobre el cual se mueve un bloque superior dividido en un número de regiones delimitadas por una serie de superficies axiales. Se han descrito tres tipos de superficies axiales (Suppe et al., 1992; Poblet y McClay, 1996) (Fig. 7): a) superficies axiales activas, b) superficies axiales inactivas y c) superficies axiales de actividad restringida.

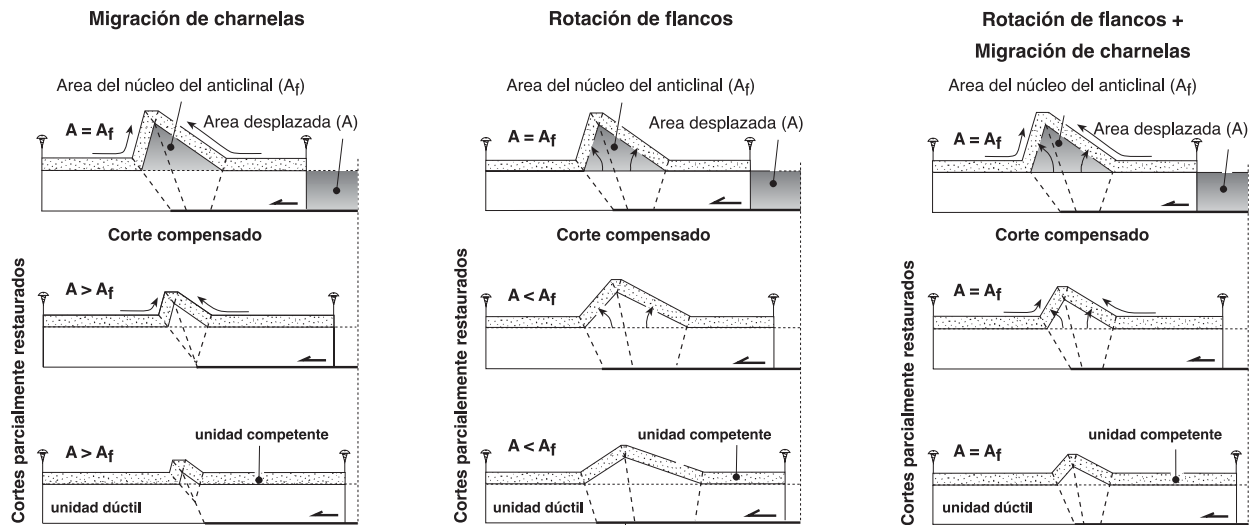


**Figura 5.** Cálculo de la profundidad de despegue en un pliegue despegado según la técnica propuesta por Chamberlin (1910).

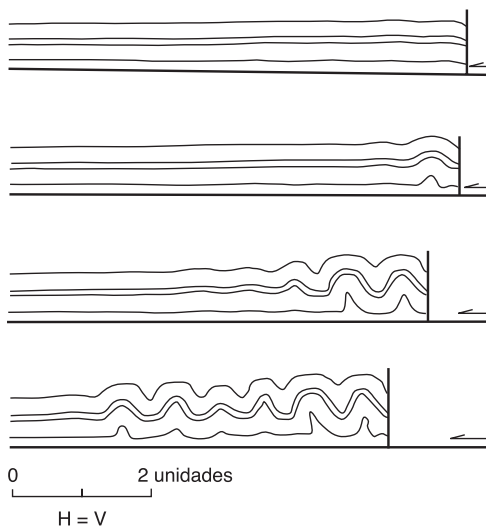
Las superficies axiales activas emanan y a su vez están adheridas a las inflexiones del cabalgamiento de forma que las capas plegadas del bloque superior se mueven a través de ellas y sufren una rotación. Por el contrario, las superficies axiales inactivas están adheridas a las rocas que forman parte del bloque superior y se trasladan solidariamente con él. Las superficies axiales de actividad restringida aparecen únicamente en los pliegues despegados y están fijadas a la base de una capa (por lo general la base de la unidad competente) de manera que sólo una pequeña cantidad de material atraviesa la superficie axial debido a la rotación de ésta.

*Pliegues de flexión de falla:* En el caso de un pliegue de flexión de falla su evolución responde a dos estadios perfectamente diferenciados (Fig. 2). En el momento de iniciarse el pliegue se forman un par de kink bands resultado de la flexión de las rocas del bloque superior adaptándose a los cambios de buzamiento de la falla. A medida que el desplazamiento a lo largo del cabalgamiento continúa, estos van creciendo en anchura a expensas de la cresta horizontal del pliegue que va reduciendo su anchura progresivamente. Con acortamiento continuado el relieve estructural del pliegue aumenta (etapa de levantamiento de la cresta). Una vez la superficie axial inactiva del flanco trasero alcanza la intersección entre la rampa y el rellano superior, esta queda fijada y se convierte en una superficie axial activa (Fig. 7). A partir de este instante la cresta del pliegue empieza a aumentar su anchura (etapa de ensanchamiento de la cresta) debido a que el flanco trasero permanece estacionario, mientras que el flanco frontal se desplaza en el sentido de transporte tectónico. Durante la etapa de ensanchamiento de la cresta el relieve estructural del pliegue se mantiene constante. El desplazamiento a lo largo de la falla no es constante debido a que parte del desplazamiento es acomodado por los kink bands. Una condición necesaria del modelo para pliegues de flexión de falla es que en cada región limitada por superficies axia-

## A. PLIEGUES DESPEGADOS TEORICOS



## B. PLIEGUES DESPEGADOS EXPERIMENTALES

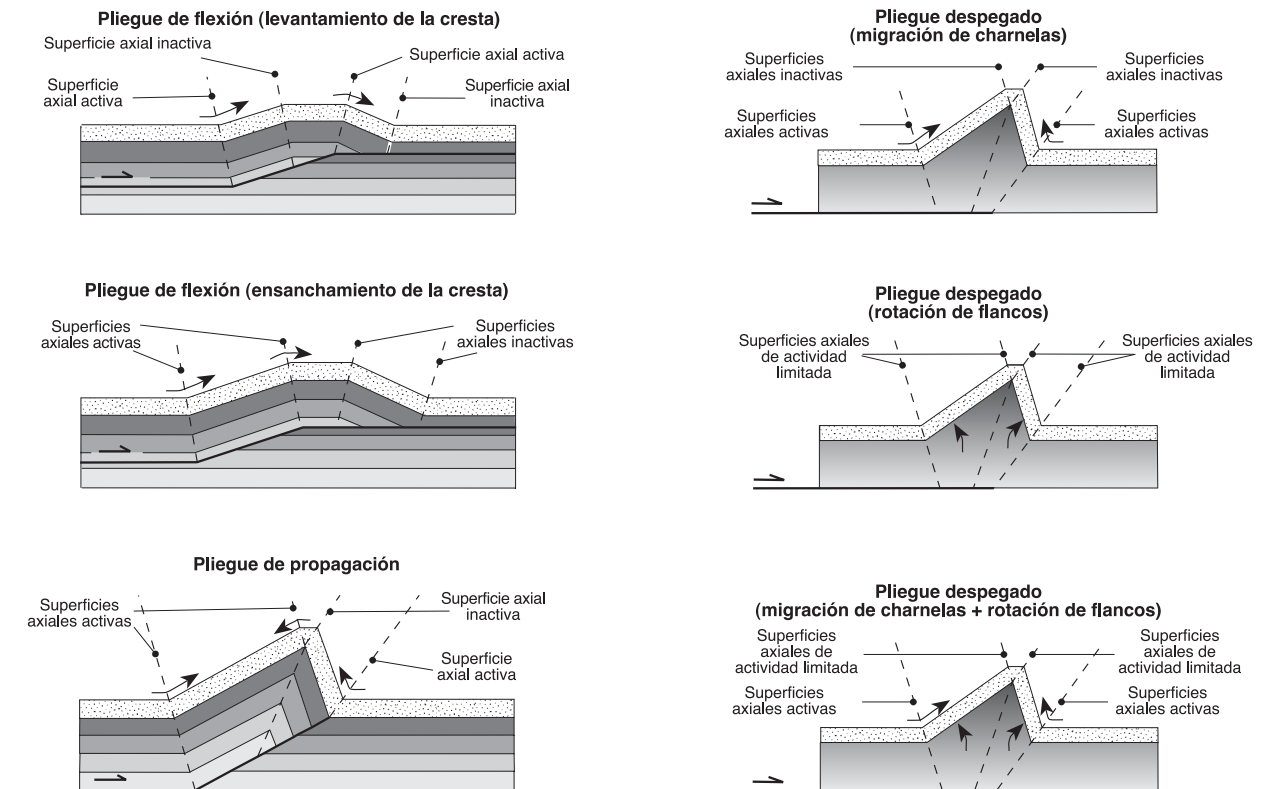


**Figura 6.** A) Evolución cinemática de pliegues despegados teóricos formados por tres mecanismos de amplificación: migración de charnelas, rotación de flancos, y combinación de rotación de flancos y migración de charnelas según el modelo propuesto por Poblet y McClay (1996). Las flechas indican el movimiento que sufren las capas en el bloque superior del cabalgamiento. B) Cuatro estadios de un tren de pliegues despegados experimentales con una configuración parecida a la de los modelos teóricos (modificado de Price y Cosgrove, 1990).

les activas, las partículas se desplazan paralelamente a la orientación local de la falla y sus velocidades son constantes. Así, en un pliegue de flexión de falla, por encima del rellano basal el material se mueve paralelamente al despegue, en el flanco trasero el material se mueve paralelamente a la rampa y en el flanco frontal el material se mueve paralelamente al rellano superior (Fig. 7). Durante el crecimiento del pliegue no se produce ningún cambio en el buzamiento ni del flanco trasero, ni del flanco frontal, ni de la cresta sino que se mantienen constantes durante toda la evolución (Fig. 2). Esto

es debido al llamado comportamiento *self similar* del modelo propuesto por Suppe (1983) que supone la migración de charnelas como el único mecanismo responsable del crecimiento de pliegues de flexión de falla.

*Pliegues de propagación de falla:* En el caso de un pliegue de propagación de falla, en el momento en que la terminación del cabalgamiento se separa del despegue paralelo a las capas y se desplaza hacia arriba en situación de rampa se forman dos kink bands que aumentan en anchura a expensas de la cresta horizontal del pliegue la cual disminuye su anchura progresivamente



**Figura 7.** Actividad de las superficies axiales en pliegues de flexión, de propagación y despegados. Las flechas indican el movimiento que sufren las capas en el bloque superior del cabalgamiento (las figuras correspondientes a los pliegues de flexión y propagación de falla han sido modificadas de Suppe et al., 1992).

(Fig. 4). Estos dos kink bands comparten parcialmente una de las superficies axiales que los limitan. A medida que el acortamiento continúa y la terminación del cabalgamiento se propaga a través del material no deformado, tanto el relieve estructural como la anchura del pliegue aumentan. Como en el caso de los pliegues de flexión de falla, en cada región limitada por superficies axiales activas, las partículas se desplazan paralelamente a la orientación local de la falla y sus velocidades son constantes. Así, por encima del rellano basal el material se mueve paralelamente al despegue, y en el flanco trasero el material se mueve paralelamente a la rampa. Por el contrario, en la cresta del anticlinal y en el flanco frontal de un pliegue de propagación de falla el material se mueve paralelamente a la superficie axial activa que delimita el flanco frontal. Cuando se considera un buzamiento de la rampa de  $29^\circ$  no hay movimiento de las partículas a través de la superficie axial localizada en la parte frontal del anticlinal. Para ángulos mayores de  $29^\circ$  las partículas se mueven desde la cresta al flanco frontal (Fig. 7), mientras que para ángulos menores de  $29^\circ$  las partículas se mueven desde el flanco frontal a la cresta. De forma parecida a los plie-

gues de flexión de falla, en el modelo propuesto por Suppe y Medwedeff (1990) no tiene lugar ningún cambio en el buzamiento ni del flanco trasero, ni del flanco frontal, ni de la cresta de la estructura durante su evolución puesto que los buzamientos se adquieren instantáneamente al iniciarse el pliegue (Fig. 4). Se trata también de un modelo *self similar*. De manera parecida a los pliegues de flexión de falla, esta teoría utiliza la migración de las charnelas como el único mecanismo de formación del pliegue.

**Pliegues despegados:** Los modelos cinemáticos de pliegues de flexión y de propagación de falla en los cuales el buzamiento de los flancos se adquiere de manera instantánea, de manera que no cambia durante el crecimiento de la estructura (comportamiento *self similar*), han sido ampliamente aceptados como descripciones de la deformación en los niveles superiores de la corteza terrestre puesto que han sido validados mediante su aplicación a algunos ejemplos reales de este tipo de estructuras. Sin embargo, hay evidencias a partir de sedimentos sintectónicos y otros elementos estructurales que indican que la rotación “progresiva” de los flancos (ver por ejemplo Hardy y Poblet, 1994) es una característica

común en muchos pliegues observados en la naturaleza, tanto en ejemplos de campo como de subsuelo.

Se asume que hay tres tipos de mecanismos distintos que pueden actuar para dar lugar a un pliegue despegado (Fig. 6):

a) Migración de charnelas llamado también rotación instantánea (Suppe, 1983). En este tipo de pliegues el buzamiento de los flancos de los pliegues se adquiere de manera instantánea y se mantiene constante durante la evolución, y los pliegues se amplifican debido a que los flancos aumentan en longitud debido al material aportado desde las zonas no deformadas adyacentes al pliegue. La anchura de los pliegues aumenta a medida que los pliegues se amplifican.

b) Rotación “progresiva” de los flancos (De Sitter, 1956). En este caso los pliegues se forman con una longitud de flancos constante y el pliegue crece a causa de que el buzamiento de los flancos aumenta de manera aproximadamente “progresiva”. La anchura de los pliegues decrece a medida que los pliegues se amplifican.

c) Combinación de migración de charnelas y rotación “progresiva” de los flancos (Beutner y Diegel, 1985). En este caso mixto, el pliegue se amplifica gracias a que tanto el buzamiento como la longitud de los flancos aumenta, esta última a expensas del material aportado desde las zonas no deformadas adyacentes al pliegue. La anchura del pliegue puede aumentar, disminuir o mantenerse constante en función de la magnitud de la contribución de cada uno de los mecanismos.

La evolución de un pliegue despegado es más compleja que la de un pliegue de flexión o de propagación de falla (Fig. 6). En concreto, los pliegues despegados formados únicamente por migración de charnelas, o bien por migración de charnelas combinado con rotación de flancos, pueden originarse como pliegues simétricos y posteriormente pasar a ser asimétricos o viceversa. Por otro lado para un anticlinal despegado que involucre migración de charnelas, o bien migración de charnelas combinado con rotación de flancos, hay tres situaciones distintas: i) el material necesario para aumentar la longitud de los flancos es suministrado desde el traspáis (*hinterland*) de manera que la superficie axial del sinclinal frontal es inactiva, ii) el material necesario para aumentar la longitud de los flancos es suministrado desde ambos el traspáis y el antepaís de forma que tanto la superficie axial del sinclinal frontal como trasero son activas (Fig. 7) y iii) el material necesario para aumentar la longitud de los flancos es suministrado desde el antepaís de manera que la superficie axial del sinclinal trasero es inactiva.

Los casos donde las superficies axiales del sinclinal frontal o trasero son inactivas son los miembros extremos de una infinidad de posibilidades intermedias.

Los modelos de pliegues despegados formados en la terminación de un cabalgamiento implican la presencia de una región donde las partículas no se desplazan o en caso de hacerlo se mueven paralelamente al cabalgamiento (zona frontal), dos regiones donde las partículas se desplazan de forma que los flancos rotan, aumentan su longitud o bien sufren ambos procesos simultáneamente (flancos), una región que se mueve en respuesta al desplazamiento de las regiones anteriores (zona de cresta), y una última región que se desplaza paralelamente al cabalgamiento (zona trasera) (Fig. 7).

Dahlstrom (1990) propuso un mecanismo para explicar la formación de pliegues despegados individuales consistente en una combinación de una cantidad determinada de migración de charnelas y de rotación de flancos. En el caso de los pliegues despegados individuales formados por cualquier otro mecanismo que no sea el propuesto por Dahlstrom (1990), a medida que el pliegue crece, el área del núcleo del pliegue por encima de la regional medida en un corte geológico bidimensional no mantiene una relación lineal con el acortamiento. Esto se traduce en que al aplicar la ley de la conservación de área, es decir que la profundidad de despegue es igual al área del núcleo del pliegue dividida por el acortamiento (Chamberlin, 1910) (Fig. 5), la profundidad del nivel de despegue que se obtiene según esta ecuación es distinta para cada estadio de crecimiento del pliegue. En el caso de un pliegue formado por migración de charnelas con una relación constante entre las longitudes de los flancos, la profundidad calculada disminuye a medida que el pliegue crece. En el caso de un pliegue formado por rotación de flancos la profundidad calculada disminuye al principio y luego aumenta. Existen varias posibilidades para explicar el exceso o defecto de área durante la evolución de pliegues formados por un mecanismo distinto al propuesto por Dahlstrom (1990). Algunas hipótesis imponen como condición que el área del núcleo del pliegue medida en un corte bidimensional se mantenga constante durante la amplificación del pliegue y eso implica una variación de la profundidad del nivel de despegue debido a un engrosamiento o adelgazamiento de la unidad dúctil, la generación de sinclinales por debajo del nivel de la regional para compensar el exceso de área en el núcleo del pliegue, etc. Otras hipótesis admiten que el área del núcleo del pliegue puede no permanecer constante debido a la existencia de fallas en profundidad, flujo de material dúctil hacia fuera o dentro del corte geológico analizado procedente de pliegues adyacentes, compactación, deformación interna, etc. Para solventar esta situación Epard y Groshong (1995) propusieron un modelo para pliegues despegados individuales que incorpora deformación interna en el pliegue, de forma que la

longitud de las capas no se conserva durante la amplificación del pliegue pero la ley de conservación del área se mantiene para todos y cada uno de los horizontes durante los distintos estadios de crecimiento del pliegue.

### **Técnicas para distinguir los distintos tipos de pliegues relacionados con fallas**

Aunque los mecanismos descritos para la formación de pliegues de flexión de falla, de propagación de falla y despegados pueden dar lugar a pliegues con geometrías prácticamente idénticas, tanto los tipos de superficies axiales, como la traslación y rotación de estas, y la evolución de los parámetros geométricos que caracterizan estos pliegues son distintos en función de la cinemática seguida por cada uno de los modelos de pliegues descritos anteriormente.

Las técnicas utilizadas en los diversos trabajos para diferenciar los distintos tipos de pliegues relacionados con fallas consisten en el análisis de las micro y mesoestructuras producidas durante la formación del pliegue, de la propia geometría del pliegue, de la relación entre la longitud de onda dominante del pliegue y el espesor del miembro litológico dominante, del desplazamiento a lo largo del cabalgamiento, del área del núcleo del pliegue, de la geometría de los sedimentos sintectónicos, de cortes geológicos seriados, y de las relaciones entre el acortamiento, el levantamiento y el área del núcleo del pliegue. Muchas de estas técnicas no permiten discriminar exactamente el tipo de pliegue pero si aportan información sobre su cinemática, de forma que combinando varias de estas técnicas es posible llegar a una buena aproximación. En este capítulo se describen los fundamentos de estas técnicas sin discutir a fondo las asunciones en las que se basan, ni sus ventajas e inconvenientes.

#### *Micro y mesoestructuras sincrónicas a la formación del pliegue*

Aparte de las zonas próximas a la superficie del cabalgamiento, durante la formación de pliegues relacionados con cabalgamientos en los que se produce deformación longitudinal tangencial la mayor parte de la deformación se concentra en los arcos internos y externos de las zonas de charnela. En el caso de pliegues relacionados con cabalgamientos en los que tiene lugar deslizamiento paralelo a las capas la deformación se concentra especialmente en los límites entre las capas. Estos factores determinan que el estudio de las micro y mesoestructuras desarrolladas durante la formación del pliegue pueda suministrar datos cruciales para determinar la cinemática de los pliegues relacionados con cabalgamientos. Pueden distinguirse dos tipos distintos de técnicas: a) estudio de la distribución, abundancia, orientación y

edad relativa de las micro y mesoestructuras (Mitchell y Woodward, 1988; Fischer et al., 1992; Homza y Wallace, 1997) (Fig. 8), y b) determinación de la historia deformativa a partir del estudio de las fibras en las sombras de presión (Fisher y Anastasio, 1994; Hedlund et al., 1994; Anastasio et al., 1997).

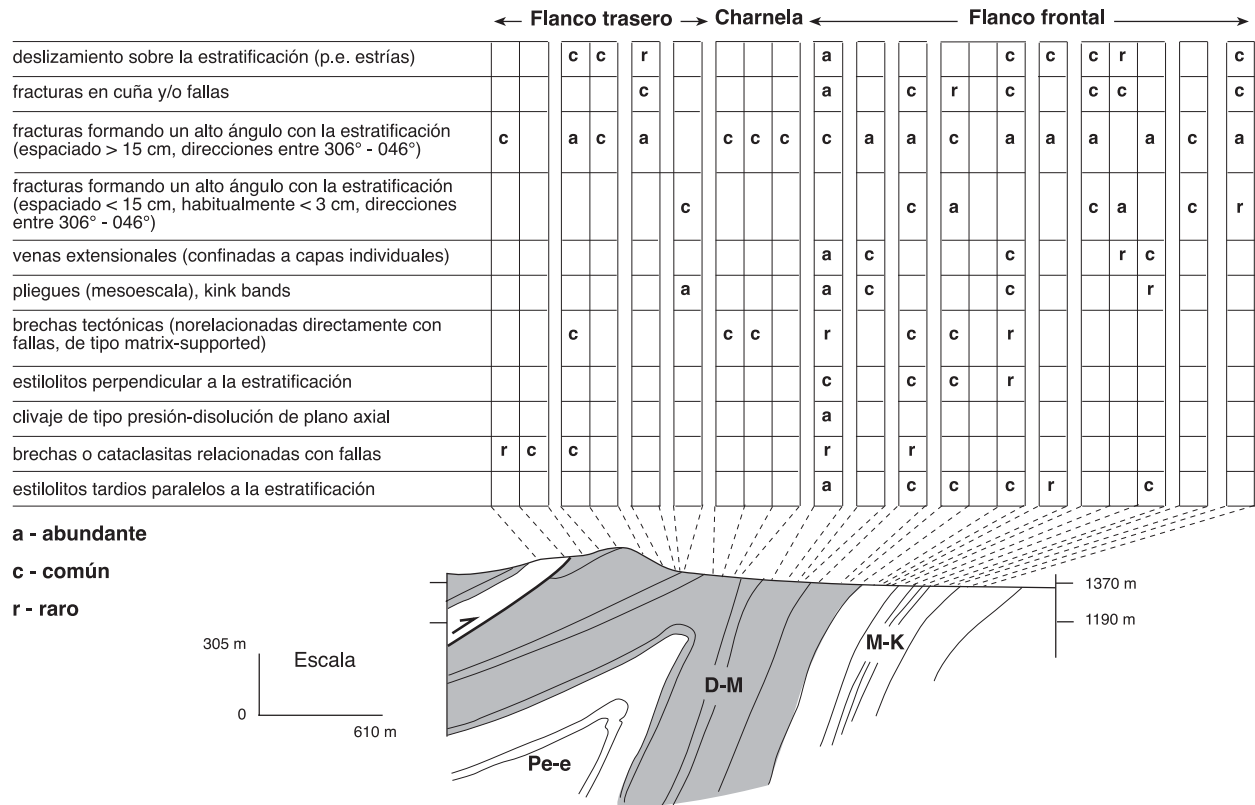
Estudios teóricos de pliegues de flexión de falla muestran que se produce acortamiento paralelo a las capas en el rellano inferior y en la parte inferior de la rampa, extensión en la parte superior de la rampa y en la parte del rellano superior adyacente a la rampa, y en el resto del rellano superior hacia la zona de antepaís tiene lugar también acortamiento paralelo a las capas (Erickson y Jamison, 1995). Esta distribución de la deformación daría lugar a una serie de micro y mesoestructuras coherentes con cada uno de los regímenes observados.

Suponiendo que la deformación se produzca fundamentalmente por el paso de las rocas a través de superficies axiales, como es el caso de la deformación longitudinal tangencial, en los pliegues formados por rotación de flancos sólo áreas restringidas muy próximas a las superficies axiales deberían presentar una intensa deformación. En cambio, en los pliegues formados por migración de charnelas la deformación debería estar distribuida tanto a lo largo de las superficies axiales como de los flancos de los pliegues que hubieran atravesado superficies axiales. Sin embargo, en el caso de pliegues en los que el deslizamiento paralelo a las capas sea el mecanismo principal de distribución de la deformación, esta debería estar presente tanto en los flancos como en algunas charnelas disminuyendo progresivamente en dirección a aquellas charnelas en las que no se produce deslizamiento entre capas (Fischer et al., 1992; Poblet y McClay, 1996).

Por otro lado, en los pliegues formados por rotación de flancos las relaciones estructurales y la orientación de las micro y mesoestructuras en capas inclinadas/verticales deberían ilustrar el paso "progresivo" desde capas horizontales a capas con el buzamiento actual. En cambio, en el caso de pliegues formados por migración de charnelas las micro y mesoestructuras presentes en paneles de rocas inclinadas/verticales que han atravesado una única superficie axial deberían ser compatibles solamente con capas con la disposición actual puesto que en este mecanismo se considera que la rotación de las capas al atravesar una superficie axial es instantánea (Fischer et al., 1992; Poblet y McClay, 1996).

#### *Geometría del pliegue*

De acuerdo con los gráficos construidos por Suppe (1983), Jamison (1987), Suppe y Medwedeff (1990) entre otros, los pliegues de flexión de falla, propagación

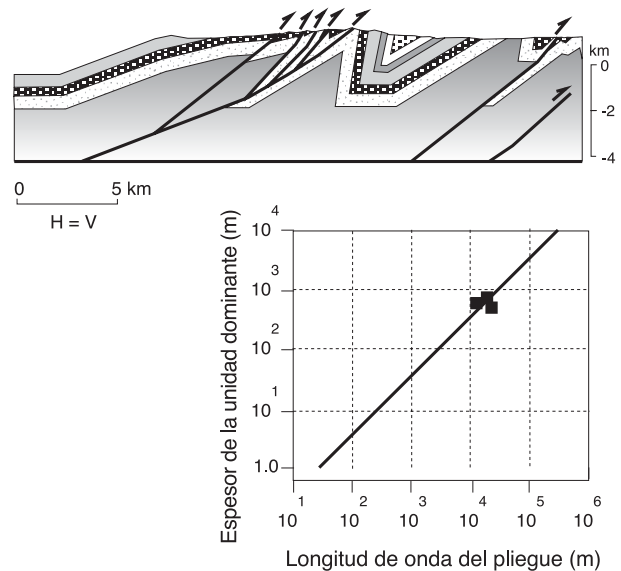


**Figura 8.** Corte geológico próximo a la terminación sur del anticlinal de Hossfeldt en el sudoeste de Montana (Estados Unidos) donde se muestra la distribución y abundancia de mesoestructuras observadas (modificado de Fischer et al., 1992).

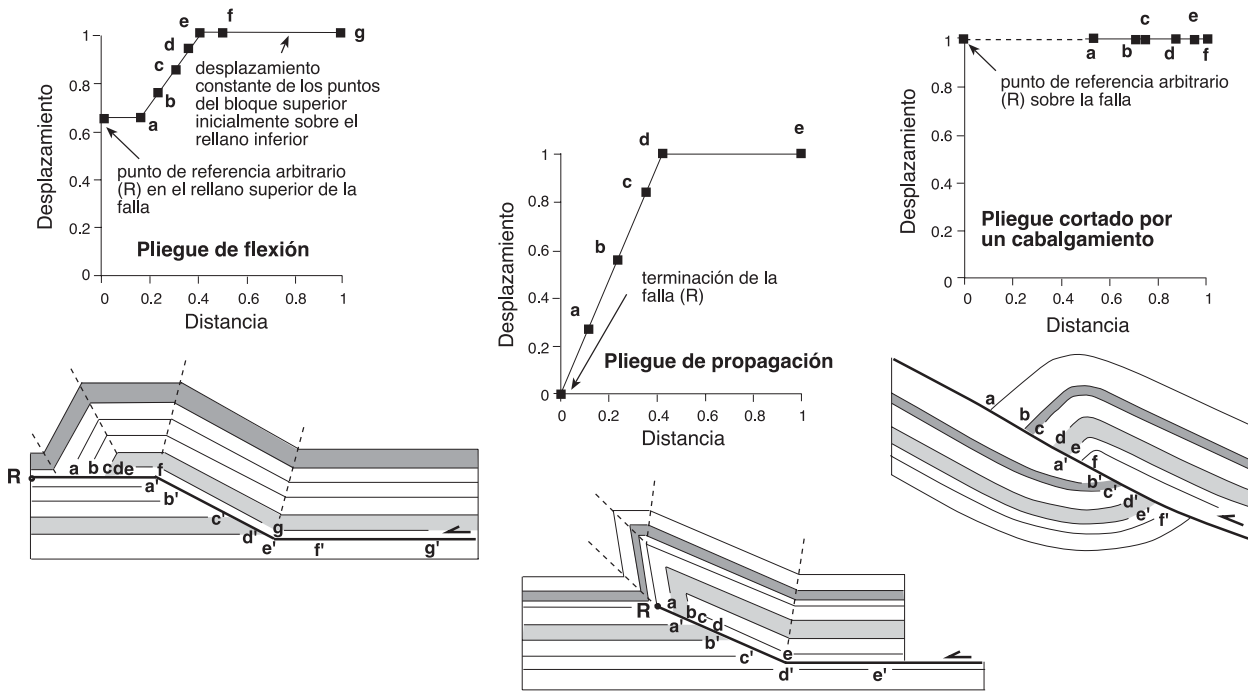
de falla y despegados cumplen un conjunto de relaciones geométricas definidas descritas brevemente en el capítulo anterior (Fig. 3). Por lo general, los pliegues de flexión de falla siempre poseen ángulos entre flancos muy abiertos, mientras que los pliegues muy apretados tienen mas posibilidades de ser pliegues despegados frente a pliegues asociados a rampas y rellanos en la superficie del cabalgamiento. Sin embargo, hay una considerable superposición entre las soluciones geométricas obtenidas para estos tres tipos de pliegues. Por consiguiente, en los casos donde sólo se observa una porción del pliegue y se desconocen sus relaciones estructurales con el cabalgamiento con el que está relacionado, únicamente en un número muy limitado de casos la geometría por sí sola es suficiente para distinguir los diversos tipos de pliegues.

*Correspondencia entre la longitud de onda dominante y el espesor del miembro litológico dominante*

Currie et al. (1962) establecieron una relación numérica entre el espesor del miembro dominante de un conjunto multicapa involucrado en un pliegue formado por buckling y la longitud de onda dominante (Fig. 9). Esta función fue deducida a partir de un número limitado de



**Figura 9.** Corte geológico a través del anticlinal de Hossfeldt en el sudoeste de Montana (Estados Unidos) y gráfica que ilustra la longitud de onda en relación al espesor del miembro litológico dominante donde se encuentran proyectados tres puntos correspondientes al anticlinal de Hossfeldt (modificado de Mitchell y Woodward, 1988, y Fischer et al., 1992).



**Figura 10.** Gráficas que ilustran el desplazamiento de las capas a lo largo del cabalgamiento en relación a la distancia medida desde la terminación del cabalgamiento donde se han proyectado las medidas tomadas en un pliegue de flexión de falla, un pliegue de propagación de falla y un pliegue cortado por un cabalgamiento (modificado de McConnell et al., 1997).

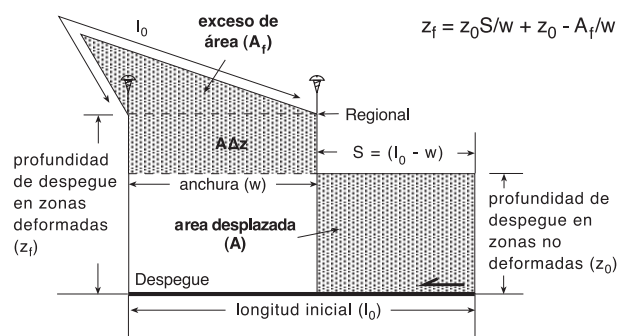
ejemplos naturales que incluyen miembros dominantes formados por diversas litologías (limolitas, areniscas, calizas, etc.) de espesores variados, y pliegues con longitudes de onda variables. Mientras que los pliegues de flexión de falla no tienen porque mostrar correspondencia alguna entre la longitud de onda del pliegue y el espesor del miembro dominante puesto que el mecanismo de formación de estos pliegues es *bending*, otro tipo de pliegues como por ejemplo los pliegues despegados deberían cumplir esta ley. Los pliegues de propagación de falla tampoco tendrían porque cumplir esta función puesto que, al igual que los pliegues de flexión de falla, su longitud de onda depende de la geometría del cabalgamiento (Mitchell y Woodward, 1988; Fischer et al., 1992).

*Desplazamiento a lo largo del cabalgamiento*

Los diferentes tipos de pliegues implican relaciones específicas entre las tasas relativas de propagación de la falla y desplazamiento de las capas a lo largo de la falla. Los cabalgamientos acompañados por escaso plegamiento sincrónico se forman cuando la longitud del cabalgamiento aumenta rápidamente en relación al desplazamiento de las capas a lo largo del cabalgamiento. El desarrollo de pliegues de terminación se produce cuando la tasa de propagación del cabalgamiento es pequeña

en relación a la tasa de desplazamiento de las capas, o bien cuando la terminación del cabalgamiento permanece estacionaria y sin embargo sigue habiendo desplazamiento a lo largo del cabalgamiento. Aunque las tasas de desplazamiento de las capas a lo largo de un cabalgamiento y de propagación de la falla no pueden medirse directamente, es posible determinar la longitud de los cabalgamientos y su desplazamiento para diferentes horizontes estratigráficos. Los diagramas que muestran la relación entre estos dos parámetros (distancia medida desde la terminación del cabalgamiento en relación al desplazamiento sufrido por las capas) permiten distinguir diferentes mecanismos cinemáticos (McConnell et al., 1997) (Fig. 10). Desafortunadamente esta técnica es solamente válida para pliegues relacionados con rampas en la superficie del cabalgamiento.

Los diagramas de desplazamiento-distancia para un pliegue de flexión de falla desarrollado sobre un cabalgamiento con una única rampa muestran segmentos horizontales (desplazamiento uniforme) en las zonas de rellano de bloque superior, presentan una pendiente elevada (desplazamiento decreciente) para la porción del cabalgamiento situada bajo la rampa de bloque superior, y la curva no pasa por el origen de coordenadas puesto que no se observa la terminación del cabalgamiento. En el caso de pliegues de propagación de falla desarrolla-



**Figura 11.** Cálculo de la profundidad de despegue en un pliegue despegado según la técnica propuesta por Homza y Wallace (1995) (modificado de estos autores).

dos sobre cabalgamientos en situación de rellano y rampa, la curva empieza en el origen (terminación de la falla) y presenta únicamente un segmento horizontal que corresponde a la zona de rellano de bloque superior. En el caso de pliegues cortados por cabalgamientos la función es horizontal puesto que todas las capas han sufrido la misma cantidad de desplazamiento.

#### Área del núcleo del pliegue

La técnica que se describe a continuación es válida para aquellos anticlinales despegados individuales que se generan siguiendo una deformación plana (*plane strain*) y que están constituidos por una unidad superior competente deformada por pliegues paralelos y una unidad inferior incompetente (Homza y Wallace, 1995, 1997) (Fig. 11).

Si el espesor de las capas incompetentes plegadas medido bajo los sinclinales adyacentes al anticlinal despegado es igual al espesor de las capas incompetentes no deformadas, entonces es probable que la profundidad de despegue se mantenga constante durante la formación del pliegue y que el área desplazada de rocas incompetentes para formar el pliegue sea igual al área ocupada por rocas incompetentes en el núcleo del pliegue. Si esto es así, se cumple la ley de conservación del área (Chamberlin, 1910) según la cual el área del núcleo del pliegue ocupada por la unidad incompetente equivale al acortamiento necesario para producir el pliegue multiplicado por la profundidad de despegue ambos medidos en la base de la unidad competente (Fig. 5). En este caso, los pliegues despegados se han formado por una combinación de migración de charnelas y rotación de flancos según el mecanismo propuesto por Dahlstrom (1990). Este razonamiento es también válido para pliegues de flexión y de propagación de falla. Si por el contrario, el espesor de las capas incompetentes plegadas medido bajo los sinclinales difiere del espesor de las capas incompetentes no de-

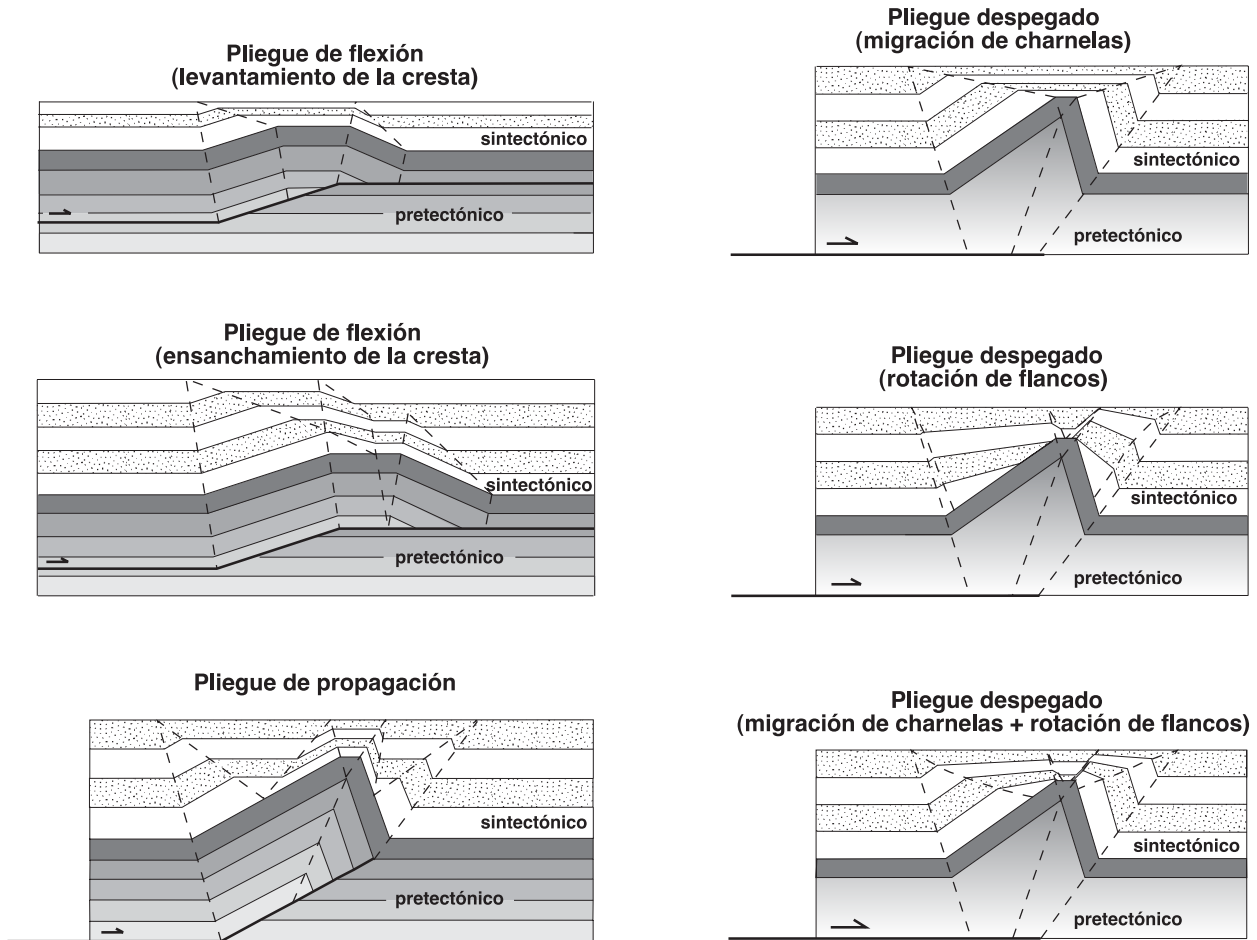
formadas, entonces la profundidad de despegue no se mantuvo constante y no se cumple la ley de conservación del área. Esto indica que los pliegues despegados en cuestión se formaron únicamente por migración de charnelas, únicamente por rotación de flancos, o bien por cualquier combinación de ambos mecanismos que no responda exactamente al modelo de Dahlstrom (1990).

#### Geometría de los sedimentos sintectónicos

Los sedimentos sintectónicos depositados durante el crecimiento de un pliegue registran la evolución cinemática de este de manera que su geometría muestra notables diferencias según estén asociados a pliegues de flexión de falla, de propagación de falla o bien pliegues despegados (Suppe et al., 1992; Hardy y Poblet, 1995; Torrente y Kligfield, 1995; Wickham, 1995; Hardy et al., 1996; Poblet et al., 1997; Storti y Poblet, 1997) (Fig. 12). En los modelos teóricos simples de pliegues con geometría kink band relacionados con cabalgamientos en los cuales no se tiene en cuenta la presencia de erosión, pendientes deposicionales, compactación diferencial de los sedimentos, etc., la diferencia fundamental entre la arquitectura de los sedimentos sintectónicos asociados a los diversos tipos de pliegues consiste en que los pliegues formados únicamente por migración de charnelas (pliegues de flexión de falla, de propagación de falla y algunos pliegues despegados) presentan paneles de sedimentos sintectónicos con buzamientos idénticos a los de los sedimentos pretectónicos infrayacentes, mientras que en los pliegues que incluyen únicamente rotación de flancos, como los pliegues despegados formados por rotación de flancos, los sedimentos sintectónicos presentan geometrías en forma de cuña bien desarrolladas en la zona de los flancos de los pliegues que se conocen con el nombre de discordancias progresivas. Estas cuñas se caracterizan porque los sedimentos sintectónicos disminuyen progresivamente de espesor a medida que se aproximan al contacto entre los sedimentos sintectónicos y los pretectónicos, y además el buzamiento de los sedimentos sintectónicos disminuye progresivamente hacia los horizontes superiores. Los pliegues despegados formados por combinación de migración de charnelas y rotación de flancos presentan características intermedias.

En todos los tipos de pliegues relacionados con cabalgamientos la orientación de las superficies axiales activas y de actividad limitada no cambia al pasar de los sedimentos pretectónicos a los sintectónicos, mientras que si lo hacen las superficies axiales inactivas puesto que su orientación y geometría depende de la relación entre las tasas de sedimentación y de levantamiento de la estructura (comparar Figs. 7 y 12). En pliegues con tasas de sedimentación y levantamiento constantes las superficies axiales inactivas son planos mientras que adquieren





**Figura 12.** Geometría de los sedimentos sintectónicos asociados a pliegues de flexión, de propagación y despegados en el caso de tasas de sedimentación relativamente elevadas en relación al levantamiento de los pliegues. Las tasas de acortamiento y de sedimentación se mantuvieron constantes durante la amplificación de los pliegues (las figuras correspondientes a los pliegues de flexión y de propagación de falla han sido modificadas de Suppe et al., 1992).

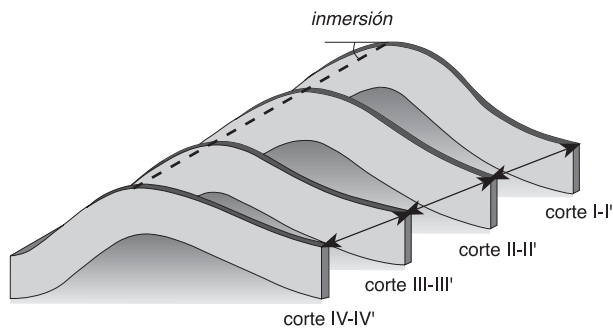
geometrías curvadas con tasas variables. Por ejemplo, asumiendo que la tasa de levantamiento se mantiene constante, a medida que disminuye la tasa de sedimentación las superficies axiales inactivas se horizontalizan y viceversa. Las superficies axiales activas y de actividad limitada desarrolladas en los sedimentos sintectónicos son responsables del cambio de orientación de las capas, mientras que las superficies axiales inactivas dan lugar a cambios tanto de orientación como de espesor de las capas. Las superficies axiales inactivas presentes en los sedimentos sintectónicos se conocen con el nombre de superficies axiales de crecimiento y los paneles de sedimentos sintectónicos limitados por una superficie axial activa o bien de actividad limitada y su correspondiente superficie axial inactiva constituyen los denominados triángulos de crecimiento.

En los ejemplos reales de pliegues relacionados con cabalgamientos, en los que puede actuar la erosión, los se-

dimentos pueden depositarse con una determinada inclinación inicial, se produce compactación diferencial, las tasas de sedimentación y levantamiento no tienen por que mantenerse constantes durante la evolución de las estructuras, los pliegues pueden presentar charnelas redondeadas, etc. Esto condiciona que la geometría de los sedimentos sintectónicos no responda exactamente a los modelos teóricos (Fig. 1) y la diferenciación de los diversos tipos de pliegues usando la arquitectura de los sedimentos sintectónicos sea bastante más compleja.

#### *Cortes geológicos seriados*

Si se asume que la historia cinemática de los pliegues relacionados con cabalgamientos es la misma en todas sus transversales, entonces diferentes cortes geológicos seriados de un pliegue desde su terminación hasta la zona más interna de la lámina cabalgante, o bien en una zona donde simplemente exista un cierto gradiente late-

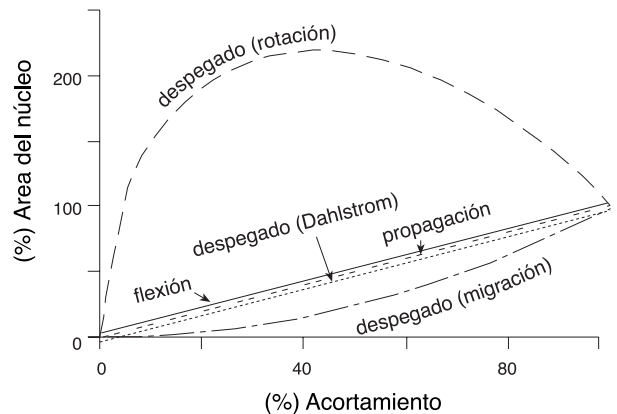
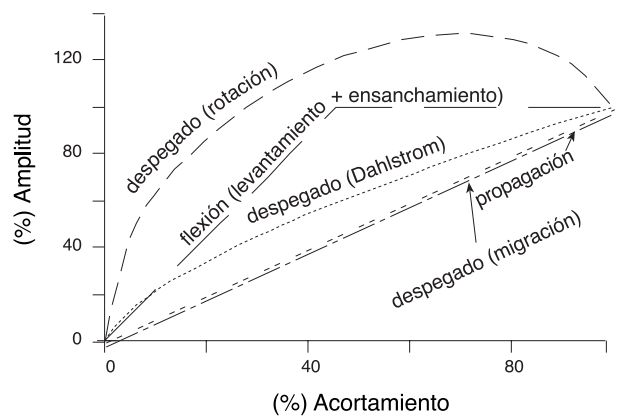


**Figura 13.** Cortes seriados transversales de un pliegue que presenta un gradiente de acortamiento en sentido longitudinal.

ral de acortamiento, ilustran su evolución progresiva (Elliot, 1976; Means, 1976). Así, a partir de la comparación de diversos cortes de un pliegue es posible determinar sus mecanismos de formación (Poblet et al., 1998) (Fig. 13). Si el buzamiento de los flancos es el mismo en todos los cortes pero la longitud de los flancos es distinta, se deduce que el pliegue se originó por migración de charnelas pura. Si la longitud de los flancos es la misma en todos los cortes pero el buzamiento es distinto, esto implica que el pliegue se formó por rotación de flancos pura. Si tanto la longitud como el buzamiento de los flancos es distinto en todos los cortes, esto indica que el pliegue se amplificó siguiendo un mecanismo combinado de migración de charnelas y rotación de flancos. En este tercer caso, si al proyectar el área del núcleo del pliegue en relación al acortamiento medidos en cada uno de los cortes, el resultado se ajusta a una función lineal, entonces el pliegue se formó según el mecanismo propuesto por Dahlstrom (1990). Si por el contrario, el gráfico que se obtiene no corresponde a una función lineal, eso implica que el pliegue se formó por un mecanismo distinto del propuesto por Dahlstrom (1990). En cualquier caso una gráfica que relacione la variación de buzamiento y de la longitud de los flancos en relación al acortamiento medido en los distintos cortes puede mostrar la contribución de cada uno de los mecanismos en la evolución cinemática del pliegue.

#### *Relaciones entre el acortamiento, el levantamiento y el área del núcleo del pliegue*

Esta técnica consiste en medir el relieve estructural de la cresta, el acortamiento y el área del núcleo de un pliegue relacionado con un cabalgamiento para diferentes estadios de amplificación y proyectar los datos en dos gráficos: uno de ellos correspondiente al relieve estructural de la cresta respecto al acortamiento y el otro al área del núcleo del pliegue en relación al acortamiento (Poblet et al., 2004) (Fig. 14). Una de las ventajas principales de esta técnica es que los datos pueden ser



**Figura 14.** Gráficas que ilustran porcentajes de amplitud y el área del núcleo de los pliegues en relación a porcentajes de acortamiento para pliegues de flexión, de propagación y despegados.

obtenidos a partir de diversas fuentes: un corte geológico del pliegue con sedimentos sintectónicos asociados, distintos cortes seriados a través de un pliegue que muestra un gradiente lateral de acortamiento o diferentes cortes a través de un pliegue que se halla en distintos estadios de amplificación (esto es únicamente posible en el caso de pliegues teóricos o experimentales). A fin de inferir la cinemática de ejemplos concretos de pliegues relacionados con cabalgamientos, las curvas representadas en estos dos gráficos deben ser comparadas con curvas obtenidas para modelos teóricos o bien otros ejemplos naturales y experimentales cuyos mecanismos cinemáticos se hallen bien bien documentados. La curva de levantamiento en el caso de pliegues de flexión de falla consta de dos segmentos rectilíneos: el primero de ellos posee una pendiente positiva y corresponde al estadio de levantamiento de la cresta, mientras que el segundo es horizontal y corresponde al estadio

de ensanchamiento de la cresta. En el caso de pliegues de propagación de falla el levantamiento es lineal de manera que aumenta progresivamente a medida que el pliegue se amplifica. Para los pliegues despegados hay diferentes curvas en función del mecanismo de amplificación. Mientras que los pliegues formados por migración de charnelas siguen una pauta idéntica a los pliegues de propagación de falla, en los pliegues formados por rotación de flancos el levantamiento puede llegar a ser negativo en los últimos estadios si estos poseen flancos invertidos. En general, para los pliegues formados únicamente por rotación de flancos y por rotación de flancos combinado con migración de charnelas, el levantamiento es rápido en los primeros estadios de evolución pero su velocidad disminuye a medida que el acortamiento aumenta. Por lo que se refiere a la variación de área, tanto los pliegues de flexión, como los de propagación, como los despegados formados por combinación de migración de charnelas y rotación de flancos según el mecanismo de Dahlstrom (1990) poseen una misma evolución que consiste en un incremento lineal del área a medida que aumenta el acortamiento. El área de los pliegues despegados formados por migración de charnelas aumenta lentamente en los primeros estadios y sufre una aceleración en los últimos estadios. En el caso de los pliegues despegados formados por rotación de flancos, el área crece rápidamente durante los primeros estadios, llega a un máximo y decrece durante los últimos estadios.

### Investigaciones futuras

En los últimos veinte años el progreso en el conocimiento de muchos aspectos relativos a los pliegues relacionados con cabalgamientos ha sido espectacular gracias tanto a estudios de carácter puramente científico como a trabajos con objetivos meramente comerciales. Actualmente se conoce bien la geometría de los distin-

tos tipos de pliegues relacionados con cabalgamientos así como los mecanismos cinemáticos principales responsables de su amplificación. Estas estructuras se han identificado en diversos contextos tectónicos y es habitual que estén presentes en cortes geológicos de campo y/o subsuelo, se han realizado numerosos experimentos de laboratorio a fin de simularlas y además se han desarrollado un buen número de modelos numéricos para explicar su funcionamiento. Sin embargo quedan aún importantes aspectos por resolver. A modo de ejemplo podemos decir que si bien los distintos mecanismos de amplificación han sido descritos detalladamente desde el punto de vista teórico, hay muy pocos estudios de ejemplos naturales que demuestren como operan estos mecanismos en la naturaleza. Por otro lado, aunque ha habido algunos intentos de reconstrucción de la geometría y cinemática de estas estructuras en tres dimensiones, aún hay muchas dudas sobre su evolución lateral. A pesar de haberse descrito muchas técnicas para distinguir los diversos tipos de pliegues, en muchos casos es difícil determinar de que tipo de pliegue se trata si no se dispone de la geometría completa de la estructura. Además, muchos de los modelos y técnicas propuestas para explicar o reconocer estas estructuras son herramientas útiles pero excesivamente simples para simular la complejidad de la naturaleza. En cualquier caso, muchos geólogos estructurales pertenecientes a universidades, centros de investigación y a la propia industria siguen avanzando día a día en esta línea de investigación aportando nuevos datos e ideas innovadoras que aparecen periódicamente publicadas en las revistas científicas.

### Agradecimientos

Agradezco la revisión de este trabajo por Juan Luis Alonso así como los comentarios de Mayte Bulnes y su ayuda en la confección de las figuras. Esta síntesis ha sido realizada en el marco de los proyectos MCT-01-REN1734-C03-02/MAR, BTE2002-00187 y BTE2002-04316-C03-03 financiados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología.

### Bibliografía

ÁLVAREZ-MARRÓN, J. (1995): Three-dimensional geometry and interference of fault-bend folds: examples from the Ponga Unit, Variscan Belt, NW Spain. *J. Struct. Geol.*, 17(4):549-560.

ANASTASIO, D. J., FISHER, D. M., MESSINA, T. A. y HOLL, J. E. (1997): Kinematics of décollement folding in the Lost River Range, Idaho. *J. Struct. Geol.*, 19(3-4):355-368.

BEUTNER, E. C. y DIEGEL, F. A. (1985): Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg slate, New Jersey. *Am. J. Sci.*, 285:16-50.

BOYER, S. E. (1986): Styles of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. and Canada. *J. Struct. Geol.*, 8(3-4):325-339.

BULNES, M. y POBLET, J. (1999): Estimating the detachment depth in cross sections involving detachment folds. *Geol. Mag.*, 136(4):395-412.

CURRIE, J. B., PATNODE, H. W. y TRUMP, R. P. (1962): Development of folds in sedimentary strata. *G.S.A. Bull.*, 73:655-675.

CHAMBERLIN, R. T. (1910): The Appalachian folds of central Pennsylvania. *J. Geol.*, 18:228-251.

CHESTER, J. S. y CHESTER, F. M. (1990): Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *J. Struct. Geol.*, 12:903-910.

CHESTER, J. S., LOGAN, J. M. y SPANG, J. H. (1991): Influence of layering and boundary conditions on fault-bend and fault-propagation folding. *GSA Bull.*, 103:1059-1072.

- DAHLSTROM, C. D. A. (1970): Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petroleum Geol.*, 18(3):312-406.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1990): Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *A.A.P.G. Bull.*, 74(1):336-344.
- DE SITTER, L. U. 1956. *Structural geology*, McGraw & Hill, New York, 551 pp.
- ELLIOT, D. (1976): The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *R. Soc. London Ph. Trans.*, A-283:289-312.
- EPARD, J.-L. y GROSHONG, R. H. JR. (1993): Excess area and depth to detachment. *A.A.P.G. Bull.*, 77(8):1291-1302.
- EPARD, J.-L. y GROSHONG, R. H. JR. (1995): Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics*, 247(1-4):85-104.
- ERIKSON, S. G. y JAMISON, W. R. (1995): Viscous-plastic finite-element models of fault-bend folds. *J. Struct. Geol.*, 17(4):561-573.
- ERSLEV, E. A. (1991): Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19: 617-620.
- FISCHER, M. P., WOODWARD, N. B. y MITCHELL, M. M. (1992): The kinematics of break-thrust folds. *J. Struct. Geol.*, 14(4):451-460.
- FISHER, D. M. y ANASTASIO, D. J. (1994): Kinematic analysis of a large-scale leading edge fold, Lost River Range, Idaho. *J. Struct. Geol.*, 16(3):337-354.
- FOX, F. G. (1959): Structure and accumulation of hydrocarbons in southern Foothills, Alberta, Canada. *A.A.P.G. Bull.*, 43:992-1025.
- HARDY, S. y POBLET, J. (1994): Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22:371-374.
- HARDY, S. y POBLET, J. (1995): The velocity description of deformation. Paper 2: sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folds. *Mar. Petrol. Geology*, 12:165-176.
- HARDY, S. y POBLET, J., McCLAY, K. y WALTHAM, D. (1996): Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, 99:265-282.
- HEDLUND, C. A., ANASTASIO, D. y FISHER, D. M. (1994): Kinematics of fault-related folding in a duplex, Lost River Range, Idaho, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 16(4):571-584.
- HEIM, A. (1919): *Geologie der Schweiz*. C.H. Tanchnitz, Leipzig, 704 p.
- HOMZA, T. X. y WALLACE, W. K. (1995): Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths. *J. Struct. Geol.*, 17(4):575-588.
- HOMZA, T. X. y WALLACE, W. K. (1997): Detachment folds with fixed hinges and variable detachment depth, northeastern Brooks Range, Alaska. *J. Struct. Geol.*, 19(3-4):337-354.
- JAMISON, W. R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.*, 9(2):207-219.
- MARRET, R. y BENTHAM, P. A. (1997): Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds. *J. Struct. Geol.*, 19(3-4):243-248.
- MCCONNELL, D. A., KATTENHORN, S. A. y BENNER, L. M. (1997): Distribution of fault slip in outcrop-scale fault-related folds, Appalachian Mountains. *J. Struct. Geol.*, 19(3-4):257-267.
- MEANS, W. D. (1976): *Stress and strain*, Springer Verlag, New York, 339 p.
- MEDWEDEFF, D. A. (1989): Growth fault-bend folding at Southern Lost Hills, San Joaquin Valley, California. *A.A.P.G. Bull.*, 73(1):54-67.
- MITCHELL, M. M. y WOODWARD, N. B. (1988): Kink detachment fold in the southwest Montana fold and thrust belt. *Geology*, 16:162-165.
- MITRA, S. (1990): Fault-propagation folds: geometry, kinematics and hydrocarbon traps. *A.A.P.G. Bull.*, 74:921-945.
- MITRA, S. y MOUNT, V. S. (1998): Foreland basement-involved structures. *A.A.P.G. Bull.*, 82(1):70-109.
- MITRA, S. y NAMSON, J. S. (1989): Equal-area balancing. *Am. J. Sci.*, 289:563-599.
- NARR, W. y SUPPE, J. (1994): Kinematics of basement-involved compressive structures. *Am. J. Sci.*, 294:802-860.
- POBLET, J. y McCLAY, K. (1996): Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *A.A.P.G. Bull.*, 80(7):1085-1109.
- POBLET, J., BULNES, M., McCLAY, K. y HARDY, S. (2004): Plots of crestal structural relief and fold area versus shortening: a technique to unravel kinematics of thrust-related folds. *A.A.P.G. Mem.*, 82:372-399.
- POBLET, J. y McCLAY, K., STORTI, F. y MUÑOZ, J. A. (1997): Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *J. Struct. Geol.*, 19(3-4):369-381.
- POBLET, J., MUÑOZ, J. A., TRAVE, A. y SERRA-KIEL, J. (1998): Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *G.S.A. Bull.*, 110(1):111-125.
- PRICE, N. J. y COSGROVE, J. W. (1990): *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Nueva York, 502 p.
- PRIERI, M. (1989): Three seismic profiles through the Po Plain. In: *Atlas of seismic stratigraphy* (vol. 3) (A.W. Bally, Eds.), *A.A.P.G. Studies*, 27:90-110.
- PRUCHA, J. J., GRAHAM, J. A. y NICKELSON, R. P. (1965): Basement deformation in Wyoming province of Rocky Mountain foreland. *A.A.P.G. Bull.*, 49:966-992.
- RAMSAY, J. G. (1992): Some geometric problems of ramp-flat thrust models. In: McClay, K.R. (editor): *Thrust tectonics*, Chapman and Hall, London, 105-122.
- RICH, J. L. (1934): Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *A.A.P.G. Bull.*, 18:1584-1596.
- STONE, D. S. (1993): Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland. In: Laramide basement deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States (C.J. Schmidt, R. B. Chase y E. A. Erslev, Eds.), *Spec. Paper Geol. Soc. Amer.*, 280:271-318.
- STORTI, F. y POBLET, J. (1997): Growth stratal architectures associated with décollement folds and fault-propagation folds. *Tectonophysics*, 282(1-4):353-374.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault bend folding. *Am. J. Sci.*, 283:684-721.
- SUPPE, J. (1985): *Principles of structural geology*. Prentice Hall, New Jersey, 537 p.
- SUPPE, J., CHOU, G. T. y HOOK, S. (1992): Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay, K. (editor): *Thrust tectonics*. Chapman and Hall, London, 105-122.
- SUPPE, J. y MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault propagation folding. *Eclogae geol. Helv.*, 83:409-454.
- TORRENTE, M. M. y KLIGFIELD, R. (1995): Modellizzazione predittiva di pieghe sinsedimentaire. *Boll. Soc. Geol. It.*, 114:293-309.
- WICKHAM, J. (1995): Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (U.S.A.). *J. Struct. Geol.*, 17(9):1293-1302.
- WILLIS, B. y WILLIS, R. (1934): *Geologic structures*. McGraw-Hill, New York.