
Capítulo 6 ESTRUCTURA EXTENSIVA

6.1 EL SISTEMA EXTENSIVO

El análisis de los datos estratigráficos y estructurales presentados en los capítulos anteriores permite afirmar que la distribución de los sedimentos sinextensivos en la lámina cabalgante de Bóixols es consecuencia de la sobreimposición de estructuras formadas en tres etapas diferentes (Fig. 6.1): Berriasiense-Albiense, Vraconiense-base del Cenomaniense inferior y Coniaciense-Santoniense inferior (García Senz *et al.* 2000). Las fallas normales formadas en cada una de estas etapas presentan un patrón y una secuencia de formación consistente, que puede ser analizada bajo el concepto de sistema extensivo (Gibbs, 1987, 1990; Morley *et al.*, 1990). En un sistema extensivo las fallas de compartimentos adyacentes se unen en profundidad en una superficie de despegue o en una zona de deformación distribuida y se hallan tridimensionalmente conectadas por zonas de transferencia, usualmente fallas o pliegues, a fin de acomodar las variaciones de desplazamiento.

Sistema extensivo de edad Berriasiense-Albiense

La distribución de las fallas normales activas en el Cretácico inferior es hoy aceptablemente conocida desde que hace más de una década se identificaron las primeras fracturas de diferentes escalas (Muñoz, 1992; Berástegui *et al.*, 1990; Vergés, 1993). La vista en mapa revela dos escalones *en echelon* en el río Noguera Pallaresa y la Serra de Sis, que desplazan al sistema extensivo a lo largo de su dirección y constituyen posiblemente zonas de transferencia (Fig. 6.1).

La historia de la actividad de estas fallas, conocida a partir de los sedimentos sinextensivos, indica una secuencia de propagación hacia los márgenes del *rift*, ampliando su anchura hacia el sur unos 4 kilómetros y su longitud hacia el oeste un mínimo de 25 kilómetros. Las fallas más antiguas denominadas (I) son activas 24 Ma entre el Berriasiense y el Aptiense inferior basal, durante la sedimentación del Grupo de Tres Ponts. Las fallas (II) controlan la sedimentación de las formaciones de Cabó y de Senyús (Aptiense inferior-superior) a lo largo de 5 Ma. Las fallas (III y IV) son activas 8 ó 9 Ma durante la sedimentación de las formaciones de Font Bordonera y de Lluçà (Aptiense superior-Albiense inferior). La actividad de las fallas (V) dura unos 3 Ma en el Albiense inferior-medio, durante la sedimentación de la Formación de San Roque y tal vez la Formación de Lluçà. Finalmente, las fallas (VI) controlan la sedimentación de las formaciones de Cruz y de San Martín a lo largo de unos 4 Ma en el Albiense medio.

Las fallas principales son de dirección E-O, paralelas al margen sur de la cuenca de Organyà. El eje de la cuenca es un extenso bloque inclinado hacia el este (la orientación exacta no se conoce) unos 10 grados, donde se sitúan las poblaciones de La Pobla de Segur, Cabó y Organyà, (Figs. 2.3 y 6.2). Esta geometría es coherente con una pérdida de desplazamiento hacia el oeste de las fallas a lo largo de su dirección, en coincidencia con el desarrollo de fallas oblicuas entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell. La trayectoria rectilínea simple de la falla maestra I que limita los sedimentos del Berriasiense-Aptiense inferior contrasta con la estructura sinuosa de las fallas II-IV del margen de la cuenca aptiense-albiense, con una arquitectura que combina rampas frontales curvilíneas, fallas de transferencia oblicuas y bloques basculados (Fig. 6.2b). El relieve estructural que produce la actividad de ambos tipos de fallas también difiere. Las fallas rectilíneas I no producen relieve ni diferencias de batimetría en su extremidad frontal mientras que las fallas II-IV producen taludes y escarpes submarinos en los sedimentos del Aptiense-Albiense con bloques rotados hacia la cuenca.

El inicio de la propagación de las fallas activas hacia el margen de la cuenca ocurre alrededor del límite Barremiense/Aptiense en la transición de la Formación de Prada a la Formación de Cabó. Según Dinarés-Turell y García Senz (2000) este cambio va además acompañado de: 1) una duplicación de la velocidad de subsidencia, desde 172 m/Ma a 345 m/Ma (Fig. 6.3a); 2) una rotación levógira del vector paleomagnético de unos 26 grados (Fig. 6.1) para un dominio rotado extenso, posiblemente toda el área de Organyà; y 3) un evento de remagnetización (Fig. 6.3b).

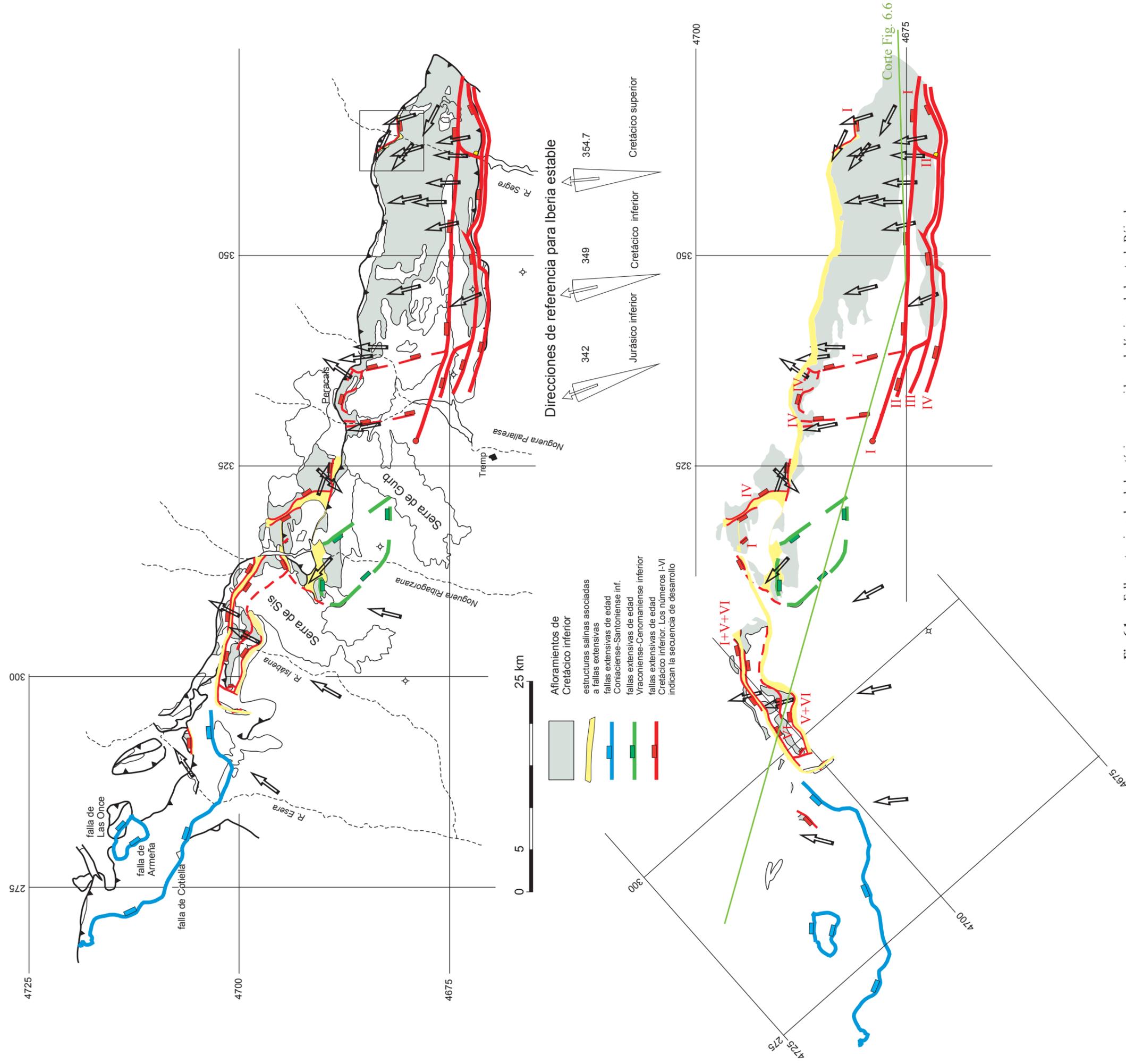


Fig. 6.1 a.- Fallas extensivas de edad cretácica reconocidas en la lámina cabalgante de Bóixols y su prolongación en el macizo del Cotiella, clasificadas por su actividad en el tiempo. El recuadro envuelve los vectores paleomagnéticos que según Dinarés-Turell y García Senz (2000) han rotado cerca del límite Barremiense-Aptiense; b.- rotación de 41 grados con un eje vertical del área situada al oeste de la Serra de Sis, en base a los vectores paleomagnéticos dados por Dinarés *et al.* (1991).

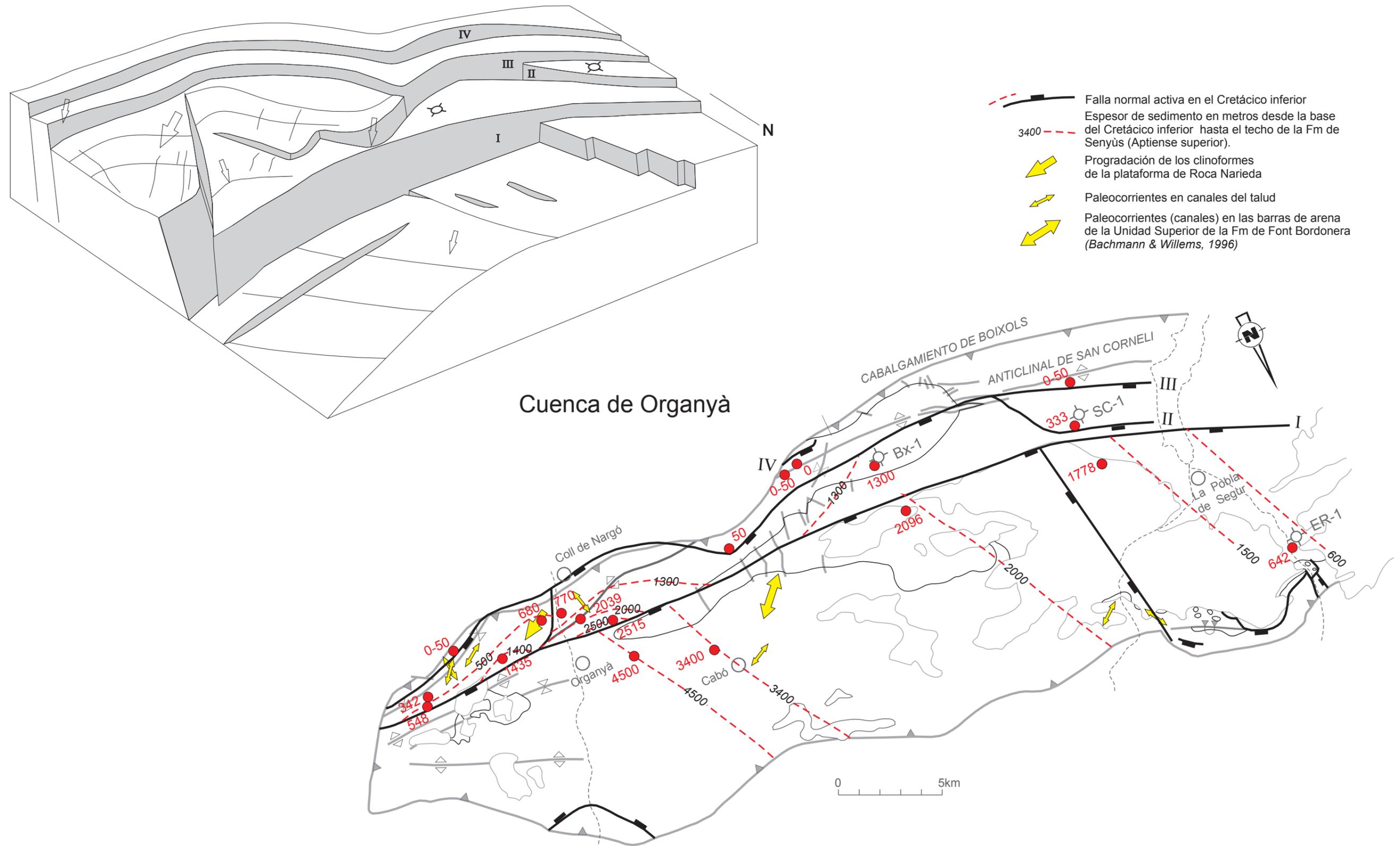


Fig.6.2 a.- Isópacos del intervalo Berriasiense-Aptiense superior (techo de la Fm de Senyüs), fallas extensivas e indicadores de dirección en los sedimentos en la cuenca de Organyà; b.- esquema 3D de las fallas y bloques basculados del margen sur de la cuenca de Organyà.

Un modelo cinemático de extensión que incorpore todas estas evidencias es todavía elusivo. En este trabajo se propone una evolución en dos etapas: En la primera la actividad de las fallas I produce una estructura de semigraben con una asimetría también longitudinal. En la segunda la elevada subsidencia es acomodada por desplazamiento de la falla I a niveles profundos y por una deformación más distribuida en su extremidad superior, que produce bloques basculados principalmente hacia cuenca. Aunque no está identificado sobre el terreno, tal vez parte del desplazamiento se transfiera hacia las fallas secundarias II-IV sobre un despegue en el Keuper paralelo a la estratificación (Fig. 6.4). La compartimentalización del sistema de fallas secundarias sugiere ciertamente la existencia de inhomogeneidades en la cobertera, tal vez cambios de espesor del Jurásico y movilización de la sal del Keuper.

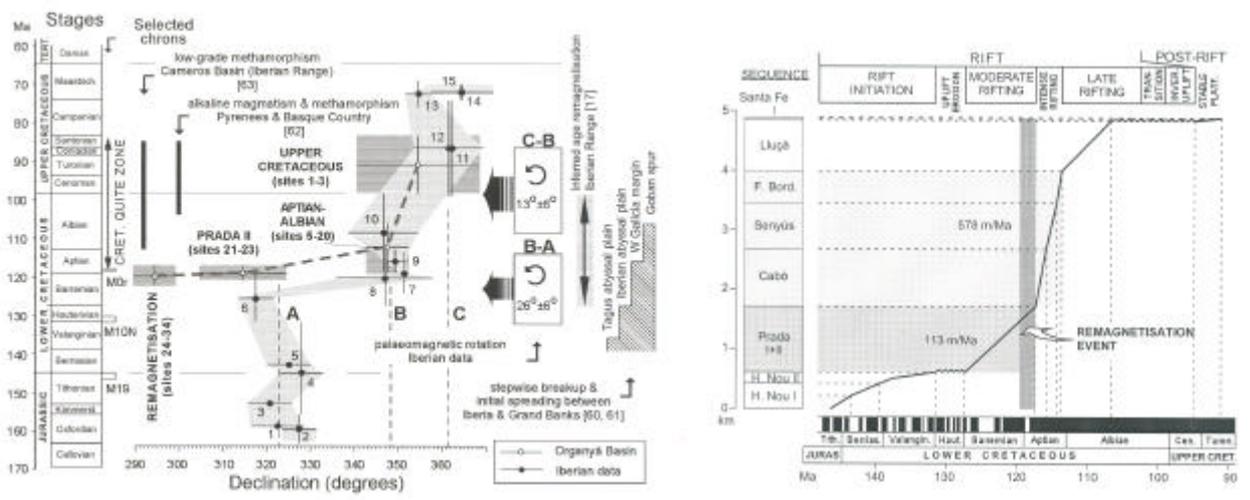


Fig. 6.3 a.- Diagrama extraído de Dinarés-Turell y García Senz (2000) que representa las declinaciones paleomagnéticas y el tiempo geológico (escala cronostratigráfica de Ogg [1995]) para los resultados de Iberia y la cuenca de Organyà calculados para un punto común de referencia en Tremp (42,2°N, 1°E). Se ha dibujado la envolvente "alfa95" de error para los datos de Iberia y marcado las medias de tres grupos de declinaciones que definen dos eventos de rotación (A, B y C). Los números junto a los puntos identifican las fuentes de los datos: 1, Steiner et. al. (1985), Sierra de Aguilón (Cordillera Ibérica); Juárez et. al. (1998), Cordillera Ibérica; 3, Schott and Peres (1987), España central; 4, Galbrun et. al. (1990), Bias do Norte (Algarve); 5, Moreau et. al. (1992), Algarve; 6, Galdeano et. al., (1989), sedimentos cerca de Lisboa; 7, Vandenberg (1980), Vega del Pas (norte de España); 8, Moreau et. al. (1992) cuenca del Maestrat (Cordillera Ibérica); 9, Galdeano et. al. (1989), sedimentos cerca de Lisboa; 10, Moreau et. al. (1997), Algarve; 11, Storetvedt et. al. (1987), máficos de Sintra únicamente (Portugal central); 12, Van der Voo (1969), granito de Sintra (Portugal central); 13, Van der Voo and Zijdeveld (1971), basaltos de Lisboa; 14, Van der Voo (1969), sienita Monchique (Portugal sur); Storetvedt et. al. (1990), diques de Monchique (Portugal sur). b.- Curva de subsidencia de la cuenca de Organyà, etapas de evolución del rift y situación del evento de remagnetización.

Este tipo de pliegues de propagación de falla extensiva ha sido modelizado y descrito en ejemplos naturales por Withjack *et al.* (1990), Mitra e Islam (1994), Patton and Fletcher (1995), Schlische (1995), Maurin and Niviere, 1999). El modelo cinemático de Hardy and McClay (1999) basado en *trishear* predice que la deformación en la etapa Berriasiense-Aptiense inferior se caracteriza por un relación alta entre la propagación de la extremidad de la falla I y su desplazamiento (p/s), lo que produce esfuerzos extensivos bajos en su extremidad, mientras que la deformación en el Aptiense-Albiense se caracteriza por una relación de p/s más baja.

Las principales fallas extensivas de Pont de Suert tienen polaridad norte, sintéticas a las grandes fallas del margen sur de la cuenca de Organyà. Las orientaciones ONO-ESE y NO-SE que muestra el mapa geológico (Fig. 6.1a) deben tomarse con cautela ya que existen dominios estructurales rotados con límites mal definidos (Dinarés *et al.*, 1992). Dos vectores paleomagnéticos determinados en la unidad de Las Aras indican una rotación de unos 40 grados en el sentido de las agujas del reloj, coherente con su posición próxima a

estructuras dexas oblicuas de los mantos de Bóixols y del Montsec-Cotiella. La rotación se ha corregido considerando el área al oeste de la Serra de Sis como un bloque rígido que ha rotado con un polo situado en el lado oriental de la Serra de Sis (Fig. 6.1b). Se considera una primera aproximación hasta que se conozcan los límites de los dominios rotados y la deformación que afecta a sus bordes. Se concluye que la población de fallas extensivas de Pont de Suert previa a los cabalgamientos es de dirección NE-SO y NO-SE.

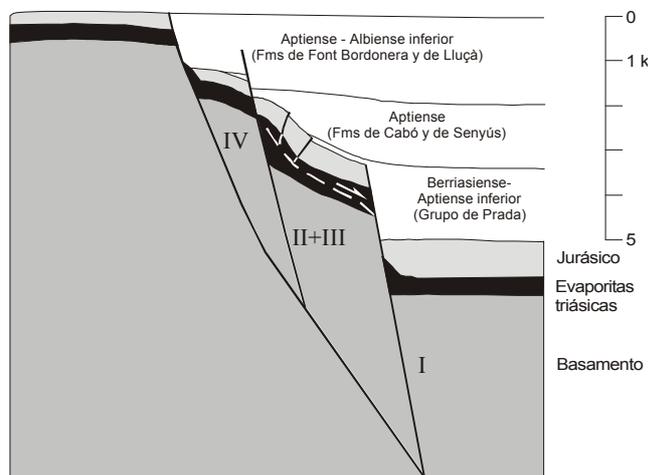


Fig. 6.4 Modelo de pliegue de propagación de falla extensiva propuesto para el margen sur de la cuenca de Organyà. Una falla profunda en el basamento deforma a una cobertera de 6 km de estratos (1100 m de sedimentos pre-extensivos que incluyen en su base un nivel de evaporitas y arcillas y 4900 m de sedimentos sinextensivos). El desarrollo tienen dos etapas: En la primera, la extremidad de falla (I) se extiende hasta la superficie y no produce deformación dúctil en su extremidad. En la segunda etapa la falla produce un pliegue monoclinial en los bloques superior e inferior, cortados por fallas secundarias que se propagan hacia el margen en una secuencia de II a IV. La falla IV se ha propagado hacia la superficie (*breakthrough*) con una deformación dúctil menor. Una superficie de despegue que sigue un muro de sal del Keuper separa la deformación inducida por la falla profunda de la deformación superficial

Sistema extensivo de edad Vraconiense-Cenomaniense inferior

Todo el conocimiento que se tiene deriva del estudio de la cuenca de Aulet de forma rómbica, con una diagonal mayor de 13 km y una diagonal menor de 7 km, rellena por más de 1500 metros de sedimentos sinextensivos (Fig. 6.5). Es un semigraben limitado al sur por una falla E-O que se interpreta lístrica en profundidad, y al norte por una falla antitética a la principal. La rotación de las capas hacia la falla situada al sur se deduce a partir del buzamiento residual hacia el sureste que mantiene el relleno sinextensivo al restituir a la horizontal el relleno postextensivo (Fig. 4.33b). La falla de Llastarri, ortogonal a las anteriores, se

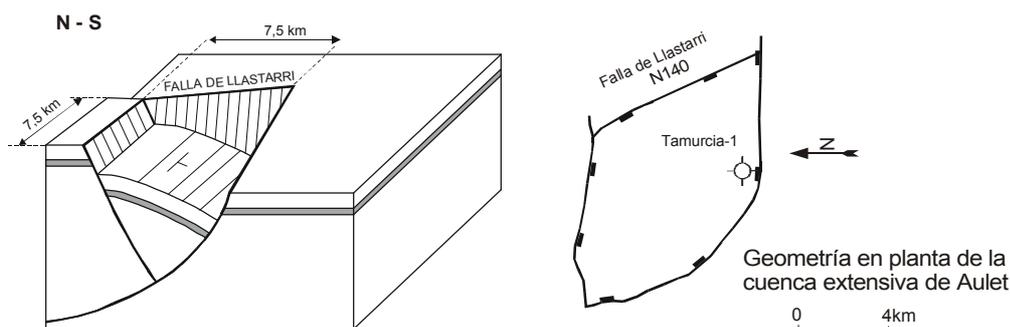


Fig. 6.5 Reconstrucción de la cuenca de Aulet en planta y en bloque diagrama esquemático.

interpreta como una falla de transferencia. Estas fallas fueron muy activas en el Vraconiense-Cenomaniense inferior, produciendo una tasa enorme de subsidencia (600 m/Ma). El momento en que estas fallas cesan su actividad no se conoce con exactitud, aunque es claro que el centro de la cuenca continúa diferenciado en el Turoniense-Coniaciense, acumulando series más potentes y facies más profundas que los márgenes. Además de las fallas principales existen pequeñas fallas normales lístricas someras asociadas a discordancias intraformacionales (ej. Figs. 4.32, 4.34). Este es un marco similar al descrito por Gabrielsen (1986) en el Mar del Norte donde puede ser esperada una reactivación de las fallas normales preexistentes al inicio del post-rift,

lo mismo que la iniciación de fallas listricas someras sobre las viejas fallas maestras (Fig. 6.6).

Una cuestión importante es porqué la subsidencia es tan elevada en el Vraconiense-Cenomaniense inferior y se concentra en la pequeña cuenca de Aulet cuando el sistema de fallas de edad Cretácico inferior del resto de cuencas permanece inactivo desde el inicio del Albiense superior. Dos posibles respuestas a esta cuestión son:

- 1) Un cambio de orientación de los esfuerzos principales horizontales. Desafortunadamente la dirección de los paleoesfuerzos es mal conocida. Los indicadores cinemáticos medidos en Peracalç indican una extensión de dirección NNE-SSO, normal a las fallas activas en el Aptiense (Fig. 3.33), aunque es posible que este dato deba corregirse teniendo en cuenta la rotación tectónica dextra de 45 grados determinada por Dinarés *et al.* (1992) (Fig. 6.1). Otros indicadores de movimiento son las fallas de transferencia muy oblicuas a las fallas extensivas frontales como la falla N020 en la cuenca de Organyà (río Segre) y la falla N150 de Llastarri en la cuenca de Aulet. La comparación de ambas sugiere un cambio de dirección del vector de extensión hacia el cuadrante sureste.
- 2) Transferencia lateral de arcilla y sal del Keuper desde el centro de la cuenca hacia sus márgenes. Esta es en nuestra opinión la solución más plausible, considerando que las series expandidas que rellenan la cuenca de Aulet (Albiense superior-Turoniense) tienen características de series post-rift en gran parte del Pirineo (Simó, 1985). Otras variaciones de espesor menos importantes ocurren en la cuenca de Las Aras y en el sinclinal de Alíns (García-Senz, en prensa) superpuestas a estructuras salinas formadas en el Cretácico inferior.

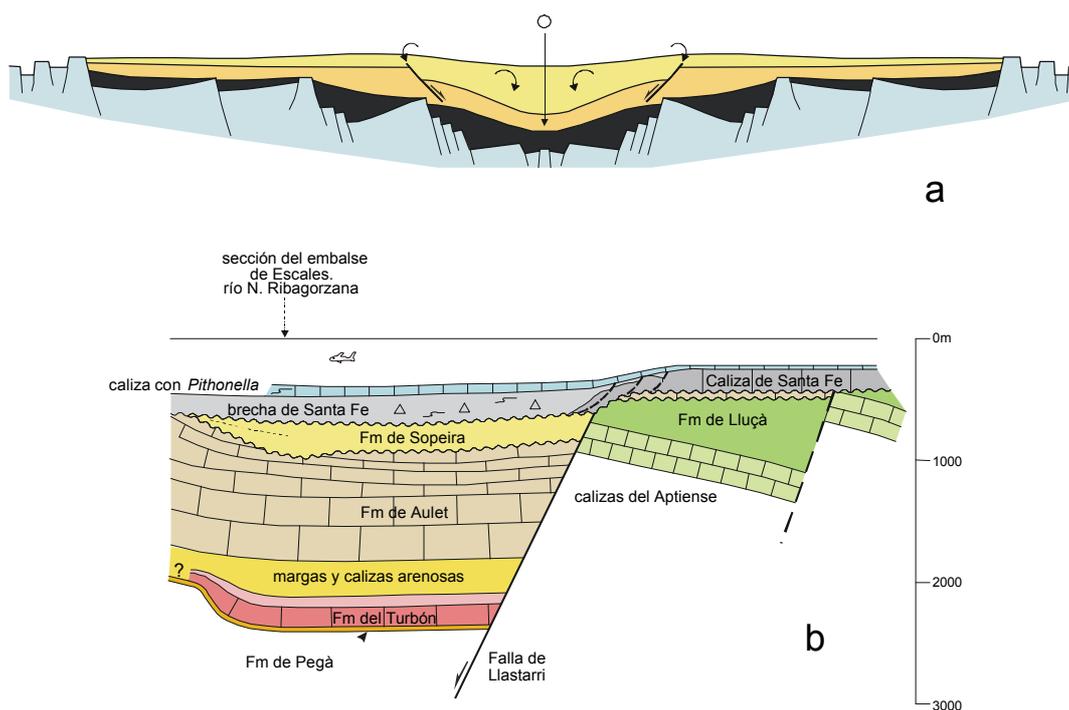


Fig. 6.6 a.- Corte esquemático de un sistema de semigrabens que rotan hacia el eje de la cuenca durante la etapa de post-rift, produciendo fallas listricas someras sobre las viejas fallas maestras (redibujada de Nottvedt *et. al.*, 1995); b.- reconstrucción de la cuenca de Aulet en perfil. La sucesión expandida del bloque superior de la falla de Llastarri consiste en carbonatos de plataforma somera (Fm de Aulet, Vraconiense-Cenomaniense inf., y margas de cuenca, Margas de Sopeira, Cenomaniense inf). Las calizas y brechas de Santa Fe y la caliza con *Pithonella* (Cenomaniense sup.-Turoniense) cubren los dos bloques del graben y desarrollan estructuras de colapso sobre la falla maestra que limita la cuenca.

El sistema extensivo de edad Coniaciense-Santoniense inferior

Una de las diferencias de los sistemas deposicionales del Cretácico superior pre-compresivo respecto a los del Cretácico inferior, es el desarrollo, en los primeros, de taludes extensos con una amplia variedad de sedimentos retrabajados (Garrido-Megías y Ríos, 1972; Souquet, 1984; Simó, 1986). Este hecho es una consecuencia directa del tipo de subsidencia, de tipo margen pasivo en el Cretácico superior y de cuenca *rift* en el Cretácico inferior. Nuevos datos (Drzewiecki y Simó, 2000; McClay *et al.* en prensa) indican que la escala e importancia de la tectónica de gravedad en los sedimentos del Cretácico superior post-rift es mayor de lo que se había supuesto, variando desde *slumps* a fallas de escala sísmica. Su presencia suscita cuestiones interesantes sobre las relaciones entre las áreas donde previamente ha ocurrido extensión y/o extensión seguida de inversión tectónica y las rupturas de pendiente que definen la configuración del margen pasivo.

Examinado talud abajo en sentido ONO, el margen pasivo del Cretácico superior se superpone respectivamente a la cuenca de Organyà y a la cuenca de las Aras (Fig. 6.7). La cuenca de Organyà, invertida y arrasada a nivel marino en el Cenomaniense superior, permanece como una zona relativamente elevada cubierta por sucesivas plataformas de carbonatos que progradan, incrementan su espesor y pasan de forma progresiva a facies distales hacia el noroeste. No existe pues una correspondencia en los Pirineos centrales entre el sitio de mayor acumulación en la etapa extensiva y el sitio de mayor subsidencia en la etapa de subsidencia térmica.

El margen pasivo del Coniaciense-Santoniense inferior se halla flexionado hacia el NO con una ruptura de paleopendiente en la montaña del Turbón. Pendiente debajo de esta articulación se produce extensión en toda la columna de sedimento por deslizamiento gravitatorio resultando un sistema de tres fallas de crecimiento listricas someras que se entroncan en una superficie de despegue en las evaporitas del Keuper (McClay *et al.*, en prensa). La extensión mínima de 9 kilómetros separa y llega a aislar los bloques superiores de los inferiores produciendo un tipo particular de estructuras denominadas *rafts*. En base a la distribución de facies en los bloques de las fallas listricas que forman el sistema extensivo, McClay *et. al.*, (en prensa) sugieren una secuencia de propagación de las fallas hacia el bloque inferior sobre un despegue basal inclinado.

En síntesis, el sistema extensivo del Cretácico inferior es de escala crustal y se ha formado durante la etapa de rift, mientras que el del Cotiella y posiblemente el de la cuenca de Aulet son peliculars y se han formado durante la etapa de post-rift. Las fallas extensivas principales en Aulet se interpretan como fallas de crecimiento relacionadas con la transferencia de sal del Keuper desde el fondo de la cuenca a los márgenes. La estructura de deslizamiento por gravedad del Cotiella se ha formado sobre una pronunciada flexión en el hombro del rift. Ambos sistemas, crustal y pelicular, han modificado la distribución primaria de espesores del Keuper. Por tanto su conocimiento es clave para entender la complejidad espacial de las estructuras compresivas pre-terciarias que forman la lámina cabalgante de Bóixols.

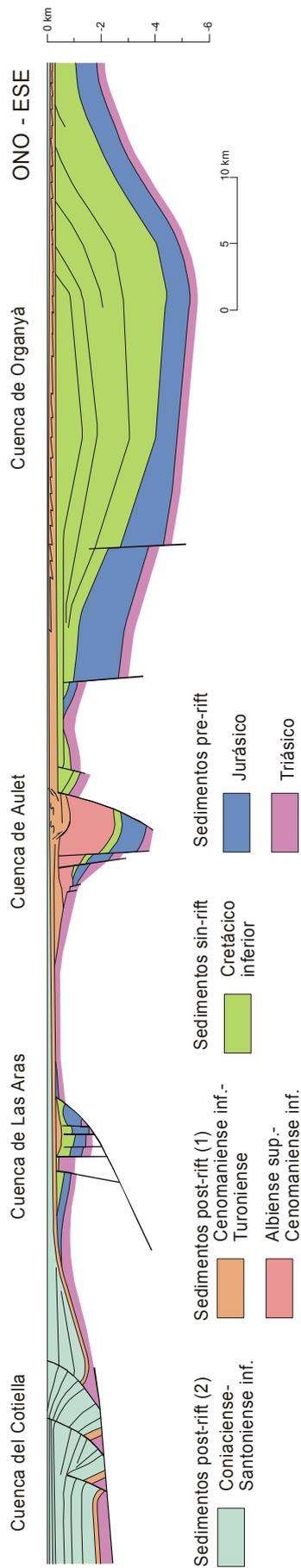


Fig. 6.7 Corte longitudinal esquemático de la cuenca cretácica antes de la compresión del Santoniense superior, mostrando las truncaciones de las series pre-rift, la distribución de las cuencas extensivas y de los sedimentos de post-rift (1), que se engrosan sobre las cuencas de Aulet y de Las Aras controladas por el movimiento de la sal del Keuper (situación en Fig. 6.1). Es muy patente la inversión del extremo oriental de la cuenca de Organyà, que forma un alto durante toda la etapa post-rift. Se aprecia asimismo que la estructura de fallas listricas someras de la cuenca del Cotiella se ha producido sobre una zona de flexión del margen pasivo durante la sedimentación del post-rift (2).

El sistema extensivo del Cretácico inferior a escala crustal

El orógeno pirenaico se ha desarrollado sobre una corteza previamente extendida pero sin la presencia de corteza oceánica entre las placas Ibérica y Europea. La cuestión de la geometría en perfil del sistema extensivo de los Pirineos centrales antes de la colisión pirenaica ha sido tratada por Muñoz (1992) y Beaumont *et al.*, 2000) a través de la restitución en etapas del corte ECORS-Pirineos. Según este autor las estructuras heredadas (clivaje y cabalgamientos hercínicos, fallas extensivas tardihercínicas y el sistema extensivo de edad Cretácico inferior se inclinan predominantemente hacia el norte y muestran una geometría listrica sobre la corteza inferior bandeada. Esta geometría ha sido observada también en la parte indeformada del perfil ECORS y deducida por restitución o por comparación con otras áreas. La geometría crustal restituida es consistente con áreas en la vecindad del dominio pirenaico afectadas por la extensión mesozoica aunque sin una deformación compresiva severa, como por ejemplo el antepaís de Aquitania.

El modelo propuesto por Muñoz es asimétrico, con adelgazamiento máximo de la corteza inferior bajo la falla nordpirenaica y extensión en la corteza superior acomodada por la falla que limita la cuenca de Organyà. Esta falla se inclina hacia el norte desde la superficie hasta un despegue basal situado a 14 km de profundidad en la base de la corteza superior. Las fallas principales que se entroncan en este despegue se concentran en dos áreas separadas por un extenso bloque de corteza donde las fallas son escasas. El alzamiento del bloque inferior de la falla maestra, calculado a partir de la erosión del Jurásico pre-extensivo, es aproximadamente un 10% del total de la subsidencia.

Vergés y García-Senz (2001) comparan varios perfiles de reflexión profundos a lo largo del dominio pirenaico, determinando a partir de secciones restituidas valores de extensión entre 53.5-74 km en los Pirineos centrales y orientales y de 60.5 km en los Pirineos occidentales, con valores medios de Beta de 1.23 y 1.49 respectivamente. Concluyen que la geometría y distribución del sistema de fallas pirenaico concuerda con un modelo de cizalla simple o de cizalla combinada. Un modelo de cizalla pura es más adecuado para la cuenca de Parentis, caracterizada por una superposición simétrica de de los depocentros sin y post-rift.

Papel de la tectónica salina durante la extensión del Cretácico inferior

Las evidencias más claras en superficie de estructuras salinas formadas durante la extensión del Cretácico inferior se encuentran en el bloque superior de la falla maestra de Organyà, concretamente en el área de Pont de Suert donde la columna de sedimentos del Cretácico inferior tiene un espesor medio de 1500 metros. Son características de Pont de Suert las extrusiones alargadas de Keuper en el bloque inferior de fallas normales que han experimentado contracción (Fig. 6.1). Estas estructuras, se entroncan formando una red densa con orientaciones E-O, NO-SE y SO-NE. Entre los ejemplos descritos están las extrusiones lineales de Viu de Llevata (Fig. 5.4) y la asociada a la falla normal de Sirès (Figs. 5.5 y 5.12). Esta última se extiende a lo largo de 17 kilómetros desde el río Noguera Ribagorçana hasta el norte del Turbón. Otros ejemplos son el bloque inferior de la falla de Las Aras o la franja de afloramiento de Triásico de Aulet. El carácter sin-cinemático del flujo de sal y arcilla durante la extensión queda demostrado por el exceso de área ocupada por el Keuper en los cortes restituidos y por el adelgazamiento por erosión y/o no-deposición de los sedimentos del Jurásico y Cretácico inferior suprayacentes. Se interpretan como "muros de sal" que ascienden alzando el bloque inferior de las fallas normales. El mecanismo de movilización de la sal es posiblemente la sobrecarga de sedimento en los bloques superiores de las citadas fallas de crecimiento (Fig. 6.8).

La existencia de estructuras salinas en el bloque inferior de la falla maestra de Organyà no puede ser probada con rigurosidad a partir de datos de superficie, aunque existen evidencias aisladas significativas. Un kilómetro y medio al noreste de Coll de Nargó hay un pequeño afloramiento de arcillas del Keuper intercalado entre formaciones aptienses (Garrido-Megías y Ríos, 1972), (Figs. 3.6 y 3.14). Este contacto anómalo implica la omisión de cientos de metros de Jurásico y de Cretácico inferior. Descartada la posibilidad de que corresponda a un olistón ya que se halla incluido entre facies de plataforma, se interpreta como un muro de arcilla y sal en el bloque inferior de la falla de transferencia NE-SO del Pont de l'Espia, interpretada como

una estructura de basamento.

El bloque superior del cabalgamiento de Bóixols entre Coll de Nargó y Canelles incluye dos *horses* de Keuper intercalados entre las arcillas garumnienses que fosilizan la superficie del cabalgamiento (Figs. 3.6 y 3.14). Un afloramiento más extenso de Keuper ocupa una posición estructural comparable en el frente del manto del Pedraforca superior (Barranc de l'Aigua Clara, cartografía de Guérin-Desjardins y Latreille, 1961). Ambos se interpretan como inyecciones del Keuper en fracturas inducidas por la contracción de masas de Keuper cercanas a la superficie sinorogénica. Originalmente estas acumulaciones de Keuper podrían constituir un muro de sal entre los bloques de basamento y la cobertera del margen de la cuenca de Organyà (modelo esquemático en la figura 6.4).

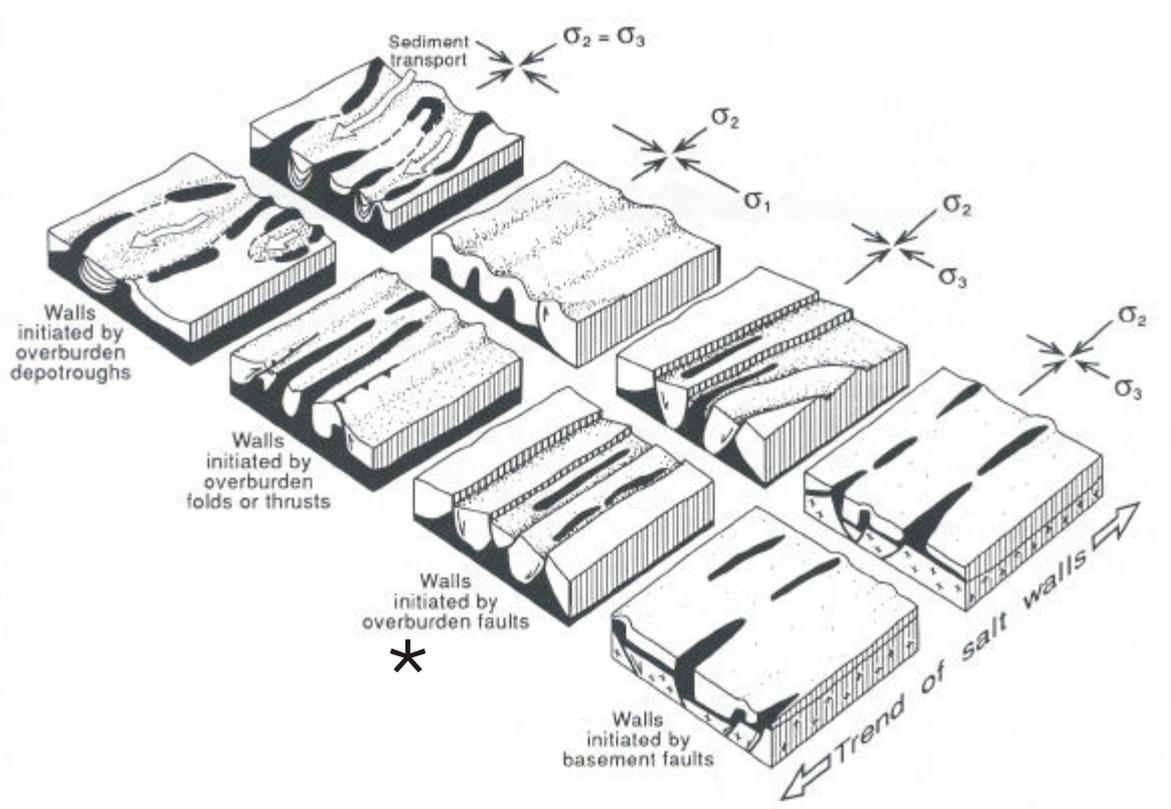


Fig. 6.8 Modelos genéticos de estructuras con muros paralelos de sal (extraída de Jackson and Talbot, 1994). Los muros descritos en Pont de Suert se deben posiblemente a la sobrecarga inducida por fallas que extienden una cobertera delgada sobre el nivel de evaporitas del Keuper (* en la figura).

6.2 EVOLUCIÓN EN TRES ETAPAS DE LA CUENCA EXTENSIVA DEL CRETÁCICO INFERIOR Y DISCORDANCIAS RELACIONADAS

Este apartado trata de las relaciones entre el relleno deposicional y la evolución del sistema extensivo en cuencas de tipo rift, considerando aspectos como la respuesta de las facies sedimentarias a los movimientos de subsidencia y alzamiento y la formación de las principales discordancias. Las cuencas de tipo rift siguen una evolución relacionada con los procesos termo-mecánicos que operan en la parte superior frágil de la litosfera extendida y en la astenosfera. Esta evolución sigue en líneas generales el modelo de dos etapas de McKenzie (1978) basado en una cizalla pura simétrica: 1) etapa sinrift caracterizada por subsidencia controlada por fallas, que al inicio de la extensión acumulan típicamente depósitos continentales y con posterioridad, cuando la subsidencia sobrepasa a la sedimentación, facies marinas y 2) etapa postrift marcada por el cese de la extensión activa y por el enfriamiento de la astenosfera, lo que produce una subsidencia flexural de tipo térmico.

Los paleorifts en el dominio pirenaico, al igual que el resto de las cuencas del dominio Alpino constituye un caso más complejo que sobreimpone repetidas fases de extensión, subsidencia térmica e inversión a lo largo del Mesozoico (Coward y Dietrich, 1989). Esta evolución se presenta resumida en la figura 7.1.

La cuenca extensiva del Cretácico inferior de los Pirineos centrales se ha formado entre el Berriasiense y la base del Cenomaniense a lo largo de 45 Ma. Su evolución se expresa mejor a través de modelos de tipo tectonostratigráfico en los que las unidades deposicionales se hallan separadas por discordancias y cada unidad deposicional presenta una geometría única, relacionada con los elementos estructurales activos en ese momento. El modelo evolutivo de Berástegui *et al.*, (1990) para las cuencas del Cretácico inferior de los Pirineos centrales divide el registro sedimentario en 7 secuencias sedimentarias correspondientes a 4 etapas de evolución del rift: 1) extensión inicial, 2) rifting moderado, 3) rifting intenso, 4) transición a la etapa de postrift y 5) subsidencia post-rift. Más recientemente Nottvedt *et al.* (1995) proponen un modelo general de evolución de las cuencas extensivas en tres etapas: proto-rift, rift y post-rift, que contiene muchos conceptos aplicables a las cuencas de los Pirineos centrales.

Etapa de proto-rift

La etapa de proto-rift precede a la etapa de estiramiento activo pero está genéticamente ligada a ella, lo que la diferencia de la sucesión pre-rift. Las cuencas formadas en esta etapa tienen típicamente forma lensoidal con fallas que crean bajo relieve y subsidencia reducida. Pueden distinguirse de las series pre-rift por un incremento de la subsidencia diferencial y el establecimiento de un depocentro. La ausencia de compartimentalización también las diferencia de las series sin-rift. A lo largo de este estadio puede ocurrir un alzamiento amplio de forma dómica producido por el ascenso de una pluma del manto en la futura zona del rift y culminar a su término, resultando una marcada discordancia (discordancia proto-rift). Estos sedimentos tienen poco potencial de preservación si se acumulan fuera del área de subsecuente extensión debido a que se exponen a erosión en el flanco del rift. Si no existe formación de un domo y únicamente subsidencia flexural esta discordancia es poco evidente o no se desarrolla.

La secuencia sedimentaria del Kimmeridgiense-Titónico de los Pirineos centrales presenta características que la asemejan a una unidad de proto-rift tal como la definen Nottvedt *et al.*, (1995). Su forma es lensoidal con un depocentro ocupado por evaporitas en el área del río Flamisell (Figs. 2.4, 6.9a, 6.7). Intercala depósitos poco importantes de brechas (Garrido Megías, 1973) que en Aquitania se han relacionado con fallas normales activas (James *et al.*, 1995). El tránsito del Jurásico al Cretácico se caracteriza por una regresión y emersión de la plataforma de carbonatos del Kimmeridgiense-Titónico. Al comparar la forma de las cuencas del Jurásico superior y del Barremiense en un mapa paleogeográfico a escala de los Pirineos (Fig. 6.9) se aprecia una importante reducción del área de cuenca en el margen nordoriental de Aquitania y el Bloque del Ebro, que constituyen el cratón dividido por el rift pirenaico. En concreto, el Bloque del Ebro se ha

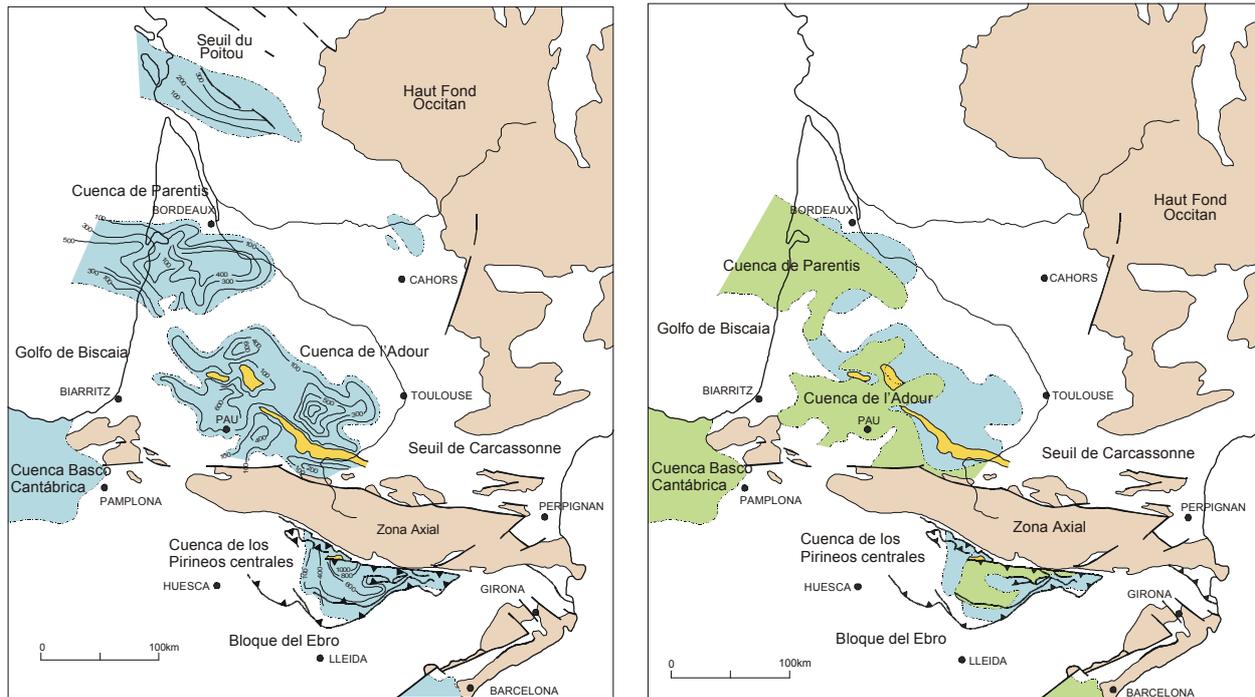


Fig. 6 9. Cuencas extensivas mesozoicas del norte de Iberia y el sur de Francia relacionadas con la apertura del Golfo de Biscaia. La figura de la izquierda muestra las isópachas de los carbonatos pre-rift del Jurásico superior y las áreas donde el Jurásico se halla omitido (en color naranja). La figura de la derecha muestra el centro deposicional de los carbonatos sin-rift del Barremiense superpuestos a la cuenca jurásica. El espesor del Jurásico ha sido fuertemente modificado por las discordancias pre y sin-rift. Modificado de Curnelle and Dubois (1986).

levantado de forma concéntrica hacia la cuenca de Organyà, elevando por el sur el área ocupada por las actuales Serras Marginales y por el oeste el área adyacente a la rampa oblicua del manto del Montsec. Este movimiento puede entenderse como un alzamiento flexural del flanco del rift (Fig. 6.11b). No hay evidencias de la creación de un domo térmico al inicio de la extensión, lo que indica que se trata de un rift de tipo pasivo.

Etapa de rift

Es una fase de extensión activa de la litosfera que produce un ajuste elástico/isostático de la corteza y el ascenso de la astenosfera. La subsidencia se compartimentaliza por desplazamientos traslacionales y rotacionales de bloques sobre fallas. La erosión de las crestas de estos bloques rotados ocurre a lo largo del proceso de extensión produciendo una discordancia sin-rift que se superpone a la discordancia proto-rift. La cuenca adquiere forma de graben con los sedimentos confinados en los bloques superiores de fallas normales. La rotación de los bloques, el alzamiento del bloque inferior y el colapso local del bloque superior confieren al relleno sedimentario una geometría de cuña con estratos divergentes. El desarrollo del sistema extensivo ocurre por propagación radial de las fallas y por conexión de diferentes segmentos, lo que produce necesariamente un incremento del volumen de la cuenca alojada en el bloque superior, aún en el caso de una extensión a ritmo constante. Por consiguiente la tendencia de un sistema rift es pasar de baja proporción de subsidencia a alta, resultando una secuencia vertical transgresiva, a menos que el aporte de sedimento sea suficiente para mantener la cuenca rellena en exceso. En el modelo de Nottvedt *et al.* (1995) la iniciación del rift se caracteriza por una proporción baja de subsidencia y de basculamiento seguida de una etapa de climax y en algunos casos de una etapa final de ralentización de la subsidencia. Cada una de estas etapas se divide a su vez en pulsos de aceleración-deceleración.

El relleno de la cuenca de Organyà durante la etapa rift es una sucesión de litosomas de caliza-margalita, directamente relacionable con pulsos de aceleración-deceleración de la subsidencia, aporte de

sedimentos y el desarrollo del sistema extensivo como a continuación se expone.

Iniciación del rift de los Pirineos centrales (Berriasiense-Aptiense inferior)

Este pulso dura unos 24 Ma. La unidad sedimentaria depositada forma el 37 % del espesor total de la sucesión sinextensiva de la cuenca de Organyà. Internamente se compone de dos secuencias deposicionales separadas por una disconformidad:

Secuencia sedimentaria del Berriasiense-Valanginiense

La tasa de sedimentación media en el centro de la cuenca es de unos 88 m/Ma. En la base de la secuencia hay evidencias de creación de relieve por fallas, cuya degradación produce las Brechas del Pont de La Torre. Un diapirismo importante ocurre también al inicio produciendo la erosión del Jurásico en los bloques inferiores de las primeras fallas activas (Fig. 2.5). Una posible causa es la incipiente extensión que produce el estiramiento del nivel de evaporitas del Keuper bajo una columna de sedimento todavía reducida, induciendo su inestabilidad y ascenso. Los sedimentos que cubren las brechas son carbonatos con faunas de mar abierto (calpionellas, ammonites), que indican una conexión oceánica en el Berriasiense. El ambiente sedimentario en el Valanginiense corresponde a un extenso *lagoon* costero con entradas de agua dulce y arena del continente, que en el manto del Montsec presenta condiciones supralitorales. El resto del Valanginiense se caracteriza por facies transgresivas ordenadas en múltiples parasecuencias con sedimentación condensada y múltiples hiatos, interpretados como transiciones de la cuenca al nivel de base que preceden –y posiblemente se relacionan– con el hiato mayor del Hauteriviense.

Los cambios de corto término del nivel marino en el Valanginiense y la omisión del Hauteriviense en las cuencas de los Pirineos centrales se han observado también en sectores del rift centro-Ibérico (Salas *et al.*, 2001) y en las cuencas del norte de Iberia (Hiscott *et al.*, 1990). Estos últimos autores sugieren que la existencia de una culminación topográfica en Iberia en el Valanginiense puede explicarse a partir del modelo de Wernicke (1985) si Iberia se sitúa en la placa superior del rift asimétrico nord-Atlántico entre Grand Banks (Canada) e Iberia.

Secuencia sedimentaria del Barremiense-Aptiense inferior

La tasa de sedimentación media en el centro de la cuenca de Organyà es de 172 m/Ma, el doble que la secuencia anterior. El relleno presenta características inequívocas sinextensivas, con secuencias expandidas en los bloques superiores de las fallas denominadas (I). La falla maestra de Organyà está claramente individualizada, con un relieve estructural entre bloques al final de esta secuencia próximo a 2 kilómetros. También es evidente la forma de cuña de los estratos en una sección longitudinal al eje del graben (Fig. 2.3). El relleno es una secuencia regresiva de carbonatos de plataforma somera, con una facies muy constante en las diferentes cuencas del paleorift pirenaico y de Aquitania, a pesar de las enormes diferencias areales de la tasa de subsidencia. Esta convergencia resulta del balance ajustado entre subsidencia, eustatismo y agradación del sedimento con ciclos de facies alrededor del nivel marino. Otros rasgos comunes a todas las cuencas son la escasez de terrígenos y el desarrollo de amplios *lagoons* algales salobres, lo que es indicativo de confinamiento y compartimentalización además de un relieve muy suave en los flancos del rift. La transición a la etapa de máximo rift ocurre en la base del Aptiense por intermedio de dos ciclos transgresivos a techo de la Formación de Prada (tramo C, Fig. 2.8) que ocupan el 26% del espesor total de la citada formación aunque se desconoce su duración temporal.

Máximo rift (Aptiense-Albiense inferior)

La etapa de máximo rift es la más compleja, tanto desde el punto de vista de la geometría del sistema extensivo (Figs. 6.1, 6.2) como de la variedad de facies y secuencias deposicionales. La tasa de sedimentación media en el centro de la cuenca de Organyà es de 278 m/Ma, y la unidad sedimentaria depositada ocupa el 63 % del total del relleno. Se inicia por una marcada transgresión marina acompañada de un relieve batimétrico acusado entre el margen y el centro de la cuenca. La tasa de sedimentación, aunque elevada, no es suficiente para rellenar la topografía producida por la falla de Organyà. Un ambiente marino circalitoral caracteriza el

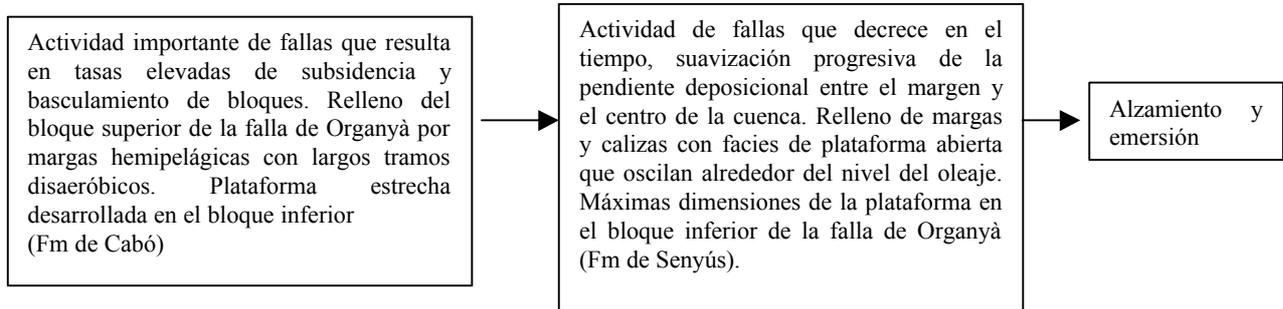
área más subsidente del bloque superior, un área estrecha de plataforma al bloque inferior y un área de plataforma más extensa a la zona de transferencia occidental. El relleno comprende tres secuencias deposicionales principales cuyas características se presentan de forma resumida en la figura 6.10.

Discordancias sin-rift

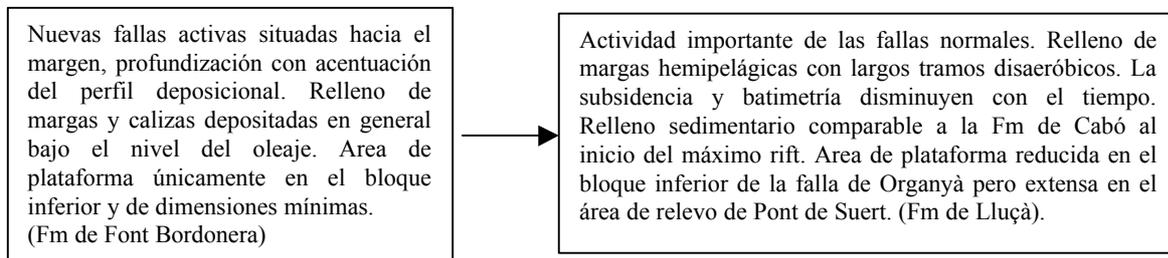
Las discordancias poco continuas que truncan angularmente a los bancos de carbonatos de los márgenes de la cuenca de Organyà se han formado diacrónicamente durante el proceso de extensión por rotación de bloques limitados por fallas. La migración de las fallas activas hacia el margen (apartado 6.1) produce un apilamiento oblicuo de las sucesivas plataformas de carbonatos (*backstepping*). Se han reconocido discordancias sinextensivas a techo del Mb de Roca Narieda (Fig. 2.21), a techo del Mb de Nargó (Fig. 2.41), internamente en el Mb de Setcomelles (Figs. 2.51, 2.47) y entre las Formaciones de San Roque y de San Martín (Figs. 4.15, 4.17, 4.19).

Al menos dos discontinuidades generadas en la etapa sin-rift afectan al relleno del bloque superior de la falla de Organyà. La primera es una discordancia local entre las unidades #3 y #4 de la Formación de Senyús (Figs. 2.3 y 2.17); la segunda es una paraconformidad que indica un alzamiento y emersión a techo de la Fm de Senyús. Esta emersión, cuya causa no es evidente, ocurre al final de un proceso de disminución de la actividad de las fallas extensivas. Puede existir una relación directa con el cese temporal del estiramiento activo entre las placas o indirecta con el modo no uniforme en que los esfuerzos aumentan y se liberan en la litosfera. Cualquiera que sea el mecanismo propuesto debe tener en cuenta que la emersión es un *impass* entre el cese de la actividad de las viejas fallas (I) y (II) y el desarrollo de nuevas fallas activas (III) y (IV) hacia el margen de la cuenca.

Secuencia Aptiense inferior-Gargasiense



Secuencia Gargasiense - Albiense inferior



Secuencia del Albiense medio

Subsidencia reducida en Organyà que permite el relleno de la cuenca por calizas someras que cubren a las formaciones margosas precedentes. Fallas extensivas activas en el área de Pont de Suert que limitan cuencas de dimensiones discretas separadas por extrusiones salinas. Relleno sedimentario por carbonatos de plataforma interna arrecifal (Fm de San Roque) que evoluciona a plataforma abierta (Fms de Cruz y de San Martín). Tendencia al incremento de sedimentos terrígenos finos y a la reducción del número y tamaño de las bioconstrucciones.

Fig. 6.10 Síntesis de la evolución tectónica y sedimentaria de la etapa de rift máximo.

Además de la subsidencia distribuida por fallas, una subsidencia regional parece actuar a escala del rift Pirenaico durante la etapa de rift máximo, produciendo un basculamiento hacia la cuenca de los hombros del rift y la truncación del Jurásico (Fig. 6.11). La flexión hacia abajo del flanco sugiere una respuesta isostática de la litosfera con una profundidad del nivel de *necking* (nivel que separa el adelgazamiento superficial del adelgazamiento en profundidad) en zonas superficiales de la corteza. Los flancos emergentes pueden haber favorecido la expansión del sistema de drenaje a áreas amplias permitiendo la entrada en la cuenca de grandes volúmenes de sedimentos terrígenos de grano fino ausentes en las etapas precedentes.

Etapa de post-rift

Una importante discordancia, la discordancia de *break-up*, se desarrolla comúnmente durante las etapas finales de la extensión activa, antes de la separación crustal y de la formación de la primera corteza oceánica. Se ha interpretado como debida a un alzamiento que excede a la subsidencia isostática, producido por el ascenso de magma y el desplazamiento hacia arriba del límite entre la litosfera y la astenosfera. Sobre la discordancia de *break-up*, Nottvedt et al. (1995) dividen la etapa de post-rift en un post-rift inicial caracterizado por el relleno de la topografía residual heredada de la etapa extensiva y un post-rift tardío caracterizado por el recubrimiento de todo el sistema de grabens y sus plataformas. En el post-rift inicial las fallas que limitan los sedimentos sinextensivos pueden ser reactivadas, así como formarse fallas lítricas someras sobre las fallas de basamento.

Berástegui *et al.* (1990) han comparado la discordancia pre-cenomaniense superior de los Pirineos centrales a una discordancia de post-rift, es decir a una discordancia de *break-up*. Los nuevos datos que aporta este trabajo indican que el caso de los Pirineos centrales no se ajusta con exactitud a este modelo. En primer lugar, la elevación estructural y erosión afectan únicamente a un sector de la cuenca de Organyà y no a todo el sistema de rift incluyendo sus flancos, y en segundo lugar las geometrías extensivas modificadas que resultan son más acordes con una inversión tectónica debida a contracción que a un movimiento vertical (Cap. 7.2).

Los sedimentos del Albiense superior-Santoniense inferior se extienden más allá de los límites de las cuencas del Cretácico inferior y postdatan la actividad de la mayoría de fallas extensivas (Fig. 6.7). Una secuencia inferior (1) de edad Albiense superior-Turonense rellena subcuencas (Aulet, Las Aras) relacionadas con movilización de evaporitas y al menos en el caso de la cuenca de Aulet con fallas de crecimiento asociadas. La primera formación con estas características (Fm de Pegá), forma un cuerpo lenoidal de extensión limitada superpuesto a la cuenca extensiva de Las Aras. La siguiente unidad, la Formación del Turbón, se extiende sobre un área muy amplia de los Pirineos con todas las características de una unidad post-rift. En contraste, las formaciones suprayacentes de Aulet y de Sopeira están restringidas al interior de las subcuencas. La Formación de Santa Fe de edad Cenomaniense superior es más expansiva que las precedentes y se extiende por primera vez sobre el Cretácico inferior de la cuenca de Organyà, previamente elevada por inversión tectónica y arrasada al nivel marino. La Formación de Santa Fe y las formaciones de edad Turonense suprayacentes presentan acusados cambios de plataforma a talud en las subcuencas creadas por el movimiento de la sal.

La secuencia superior (2) del post-rift, de edad Coniaciense-Santoniense inferior, cubre con facies hemipelágicas toda el área, incluyendo la cuenca de Organyà. La flexión del margen pasivo hacia el noroeste, poco importante durante la secuencia anterior, se incrementa en esta etapa, caracterizada por estructuras de inestabilidad gravitatoria generalizadas (Nagtegaal, 1972). La cuenca del Cotiella (Fig. 6.7), corresponde a un engrosamiento de esta secuencia al noroeste de una línea de articulación del margen pasivo situada en la montaña del Turbón. El incremento de la paleopendiente asociado a la línea de articulación ha producido la extensión gravitatoria de la secuencia inferior (1) del post-rift sobre fallas de crecimiento lítricas que se entroncan en un despegue en las evaporitas del Keuper.

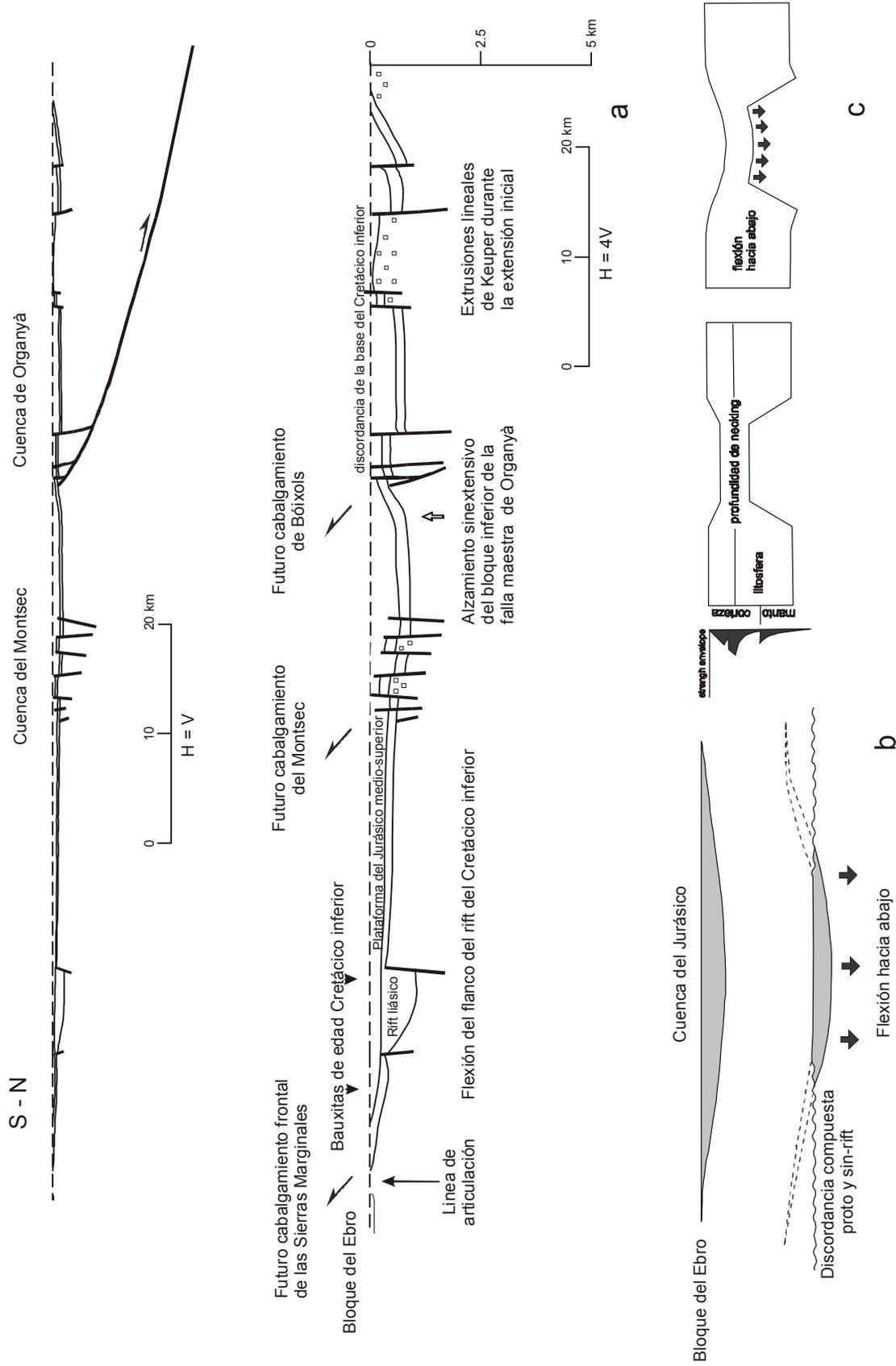


Fig. 6.11 a.- Restitución a escala 1:1 (arriba) y a escala 1:4 (abajo) del corte geológico ECORS situando a la horizontal la discordancia de la base del Cretácico inferior; b.- interpretación del hombro del rift del Cretácico inferior como un flanco flexionado emergente; c.- Modelo de Braun y Beaumont (1989) aplicable a la flexión observada

