

CONTRIBUCIÓN A LOS CONCEPTOS Y A LA APLICACIÓN DEL ANÁLISIS TECTOSEDIMENTARIO. RUPTURAS Y UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS COMO FUNDAMENTO DE CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

G. Pardo(*), J. Villena(*) y A. González(*)

(*) Dpto. Ciencias de la Tierra. Area de Estratigrafía. Universidad de Zaragoza. 50009.- ZARAGOZA

RESUMEN

En la literatura geológica se han definido diversos tipos de unidades de relleno de cuencas, genéticamente ligadas a procesos alocíclicos. Se demuestra, no obstante, que cualquiera que sea el proceso alocíclico que las origina, estas unidades están limitadas por rupturas sedimentarias, en el sentido de González *et al.* (1988).

Las rupturas sedimentarias se originan siempre en los momentos de máximos y mínimos en la velocidad del proceso alocíclico que regula el relleno de una cuenca.

El concepto de ruptura es independiente de la continuidad o discontinuidad estratigráficas y se define como una superficie, reconocible a escala de cuenca, según la cual un conjunto sedimentario experimenta un salto brusco o un cambio de signo en la evolución secuencial, siendo esta evolución a la escala propia de las secuencias de orden superior o ritmos de Delfaud (1972).

El análisis de las secuencias de tipo I y II de Vail (1987) muestra la similitud de estas, en cuanto a su evolución secuencial, con las UTS fundamentales cíclicas de González *et al.* (1988); de análoga forma se demuestra que las secuencias estratigráficas genéticas de Galloway (1989a) presentan una evolución similar a la del registro sedimentario de un periodo diastrófico, entendiéndose como tal el lapso de tiempo transcurrido entre dos mínimos relativos consecutivos de la velocidad de diastrofismo, (fig. 9).

Para cuencas continentales, en que la tectónica es la causa alocíclica fundamental, González *et al.* (1988) definen diversos tipos de rupturas. Estos tipos y, en general, las relaciones geométricas de los estratos en los márgenes activos de las cuencas permiten una aproximación al marco tectónico (compresivo o distensivo) en que tiene lugar el depósito de las sucesivas unidades.

La correlación basada en rupturas sedimentarias parte de la hipótesis de la simultaneidad de actuación de los mecanismos causantes de las mismas en un área determinada, en la cual imprimen a los sedimentos correlativos unas características geométricas y una evolución vertical y horizontal similares, y por lo tanto susceptibles de utilizarse como criterios de correlación.

La aplicación de esta metodología a los materiales del terciario continental del margen meridional de la cuenca del Ebro y cubetas ibéricas (fig. 10), ha permitido confirmar, para dicha área, la validez cronoestratigráfica de la correlación mediante rupturas sedimentarias y las correspondientes UTS que estas limitan.

Palabras clave: análisis tectosedimentario, procesos alocíclicos, rupturas sedimentarias, período diastrófico, correlaciones, Terciario, cuenca del Ebro, Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

In the geologic literature several types of filling basin units, genetically related to the allocyclic events, have been defined. Nevertheless, it is proved in this paper that whatever the allocyclic process that produces them is, those units are limited by sedimentary breaks, in the sense of González *et al.* (1988).

Sedimentary breaks are always produced at maximum and minimum velocity times of the allocyclic process that controls the basin filling.

The concept of break is independent of the stratigraphic continuity or discontinuity, and it is defined as a surface recognizable on the whole basin, in which a sedimentary set shows a sudden jump or a sign change in its sequential evolution, being the scale of this evolution the same as the upper order sequences or rhythms of Delfaud (1972).

The analysis of the type I and type II sequences of Vail (1987), shows the similarity between these and the cyclic fundamental T.S.U. of González *et al.* (1988), according to their sequential evolution. Furthermore, it is proved that the genetic stratigraphic sequences of Galloway (1989a) have the same evolution as the sedimentary record

of one diastrophic period, understanding that as the interval of time between two relative consecutive minima of the deformation rhythm (fig. 9).

For continental basins, where tectonic is the fundamental allocyclic cause, González *et al.* (1988) defined several types of sedimentary breaks. These types and, in general, the geometric relations of the beds at the active basin edges allow one to know about the tectonic context (compression or distension) where the deposition of the successive units takes place.

Correlation based on sedimentary breaks starts from the hypothesis of the simultaneity of the allocyclic mechanisms which cause the breaks in a particular area; in this area, these mechanisms give a geometric characteristics and a similar vertical and horizontal evolution to the correlative sediments and, as a result of this, such geometries and evolutions are susceptible of being used as a correlation criterion.

The application of this methodology to the Tertiary continental materials of the Iberian Basins and South edge of the Ebro Basin (fig. 10) has permitted to confirm the chronostratigraphic validity of the correlation via sedimentary breaks and TSU limited by those.

Key words: tectosedimentary analysis, allocyclic processes, sedimentary breaks, diastrophic period, correlations, Tertiary, Ebro basin, Iberian range.

Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 199-219.

Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribution to the concepts and application of the tectosedimentary analysis. Tectosedimentary units and sedimentary breaks as basis for stratigraphic correlations. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 199-219.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la evolución de la corteza terrestre pasa por el análisis de sus cuencas sedimentarias. Las cuencas son entes complejos y dinámicos, inabarcables como un todo, por lo que su estudio pasa por su previa división de unidades. El dividir la sucesión estratigráfica de las cuencas, o el tiempo que estas sucesiones representan, es una práctica propia de la Geología a partir de siglo XIX. Lo único que ha variado es el concepto de unidad y el método de obtenerlas. Las unidades cronoestratigráficas y geocronológicas que hoy manejamos no son sino el resultado de estas prácticas de disección; pero lo que actualmente se busca es que las unidades tengan no solo valor de intervalo temporal, sino también valor genético, es decir, que su origen esté ligado a un o unos factores de la dinámica terrestre que puedan ser conocidos y, si es posible, medidos a través del contenido de estas unidades.

Unos, los geólogos de campo, seguimos estableciendo divisiones con los mismos procedimientos que nuestros abuelos geológicos: estudio de afloramientos y cartografía, sólo que hacemos unidades nuevas.

Otros, geólogos de geófono y ordenador hacen también unidades nuevas, pero están con respecto a los primeros, en cuanto a técnica y rapidez para conseguirlas, como el médico con rayos X y electrocardiograma frente al médico que ausculta con el oído. Pero eso no quiere decir que este último no detecte con la misma precisión una insuficiencia cardíaca.

No se trata de enfrentar métodos diferentes, sino de comprender cómo unos y otros pueden llegar a resultados concurrentes simplemente por tener planteados idénticos objetivos. Luego, se utiliza el método disponible; si se tienen todos disponibles, el más adecua-

do; y quizá el más adecuado es utilizarlos todos, si se puede, que no siempre se puede, y si se sabe.

Análisis tectosedimentario y “*sequence stratigraphy*” están en esta situación. Ambos se pueden hacer sobre el terreno o con sísmica, y ambos tratan de establecer divisiones genéticas en las cuencas. Si olvidamos o puntualizamos problemas de nomenclatura, que a veces levantan barreras infranqueables donde no deberían existir, veremos que las unidades obtenidas por ambos métodos son megasecuencias o conjuntos de megasecuencias (llámense así o “*systems tracts*”) limitadas por rupturas sedimentarias (llámense así o “*unconformities and correlative conformities*”). En cualquier caso, allá están, en el origen de las nuevas divisiones, Lombard y luego Delfaud y más tarde Garrido-Megías, y por otro lado Vail *et al.* aunque desconozcan (?) lo francés y lo español.

Ninguno de los dos métodos citados, aplicados sin el auxilio de la sísmica, ahorra trabajo al estratígrafo. Solo le independizan de la isocrona obtenida exclusivamente a partir de criterios bioestratigráficos y le proporcionan resultados mejores y más globales que los métodos clásicos de análisis de cuencas. El por qué unos investigadores, metidos a estudiar cuencas marinas con márgenes activos, prefieren definir secuencias deposicionales a unidades tectosedimentarias, está en que el análisis tectosedimentario, en su difusión entre la comunidad geológica, se encuentra muy rezagado con respecto de las secuencias deposicionales (lo que es culpa exclusiva de su autor). Sin embargo, insistimos en que esto no tiene la menor importancia si las divisiones se hacen bien, sabiendo cómo se hacen, por qué se hacen, para qué se hacen y qué limitaciones tienen.

Aportar algo en este sentido, desde nuestra particular y limitada experiencia, es el objeto del presente trabajo.

2. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LA METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS TECTOSSEDIMENTARIO.

Las bases de la metodología del análisis tectosedimentario fueron dadas a conocer por Garrido-Megías en 1973, en su tesis doctoral sobre un amplio sector de la región surpirenaica.

En dicho trabajo, y basándose en los conceptos vertidos por Delfaud (1969) sobre análisis sedimentario, se dan a conocer los conceptos básicos de este nuevo método de análisis de cuencas.

Garrido-Megías define la unidad o *cuerpo tectosedimentario*, "como una unidad tridimensional, no obligatoriamente homogénea desde el punto de vista litológico, comprendida entre dos discontinuidades sedimentarias notables de extensión no necesariamente isocrona tal que en cualquier sección vertical, el registro del tiempo referido, no a los sedimentos como unidad material de depósito, sino al tiempo absoluto que media (o separa) las dos discontinuidades, es constante".

En dicho trabajo, señala que las secuencias de orden superior (Ritmos de Delfaud), se establecen en función de las discontinuidades sedimentarias que las limitan. Dichas discontinuidades se traducen por rupturas en el mecanismo de sedimentación. El conocimiento de las discontinuidades es fundamental, ya que nos permite delimitar las UTS que ellas encuadran.

Se hace notar en su memoria que las discontinuidades pueden tener carácter "pasivo", juntas secas, "negativo", que son superficies erosionadas, y "positivo" cuando se depositan términos regresivos.

Para Garrido-Megías (op. cit.) el estudio de las discontinuidades sedimentarias "constituye un precioso dato de observación que facilita extraordinariamente el estudio y análisis estratigráfico, paleogeográfico, tectónico y sedimentológico de una cuenca, así como su evolución".

Al hablar de los cuerpos tectosedimentarios expone que los límites vienen fijados por una discontinuidad sedimentaria en relación con una pulsación tectónica notable.

En resumen, un cuerpo tectosedimentario "es una unidad sedimentaria definida por un intervalo isocrónico vertical, limitado por superficies no necesariamente isocrónicas".

Según este autor, con estos planteamientos el tiempo geológico se refiere no a unidades materiales de depósito, sino al tiempo que media entre ciertos momentos privilegiados de la historia geológica, lo que permite subdividir la misma en un determinado número de intervalos de tiempo. Estos "momentos privilegiados" los relaciona con pulsaciones o fases tectónicas notables, cuyos efectos son registrados en las zonas de sedimentación, materializándose en discontinuidades sedimentarias.

De acuerdo con todo ello es obvio que todo su razonamiento, tal como él mismo señala, se basa de manera fundamental en la contemporaneidad de las pul-

siones tectónicas, al menos dentro de una determinada área. Ahora bien, como desde el punto de vista temporal una fase tectónica puede tener una actuación más o menos larga, explica que el concepto de "contemporaneidad, instantaneidad o sincronismo" en relación con una determinada fase tectónica, lo aplicará refiriéndose al momento inicial del fenómeno, independiente de la duración del mismo.

Para Garrido-Megías, el establecimiento de los ritmos debe efectuarse en el centro de la cuenca o allí donde la sedimentación sea potente y continua para poder conocer con el mayor grado de precisión sus límites cronoestratigráficos.

Cuando este autor analiza la relación tectónica/sedimentación concluye diciendo que "toda sacudida o fase tectónica notable (sea de compresión o distensión) es responsable en la zona de sedimentación de una discontinuidad o ruptura sedimentaria, y viceversa, a toda ruptura notable le corresponde una sacudida o fase tectónica".

Pese a insistir en la exclusiva relación discontinuidad y/o ruptura con la tectónica, algunas de las rupturas que utiliza en su trabajo, no las relaciona directamente con estos fenómenos, sino con episodios regresivos.

Años más tarde, Garrido-Megías y Villena (1977), en su estudio sobre el Trias germánico, utilizan el concepto de UTS modificando ligeramente la definición de 1973. En este trabajo utilizan para delimitar las UTS "rupturas sedimentarias de orden superior", entendiéndose como tales las que Delfaud (1974) define como de segundo orden en adelante. Dichas rupturas se corresponden en general con cambios o saltos en la evolución paleogeográfica sin que quede evidente de forma general su relación con la tectónica.

Finalmente, en 1982, Garrido-Megías expone de forma actualizada los conceptos de UTS y aspectos relativos al análisis tectosedimentario. Define las UTS elementales como "una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un intervalo de tiempo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida". (Megías, 1982).

Establece diferentes categorías de UTS, y fija que los límites naturales de las UTS, sea cual sea su categoría, están materializados por rupturas o discontinuidades de rango cuencial.

Al igual que en 1973, utiliza los términos ruptura y discontinuidad como equivalentes, aunque no precisa el significado de ellos. No obstante, diferencia rupturas sedimentarias de varios tipos: tectónicas, en relación con máximos diastrosóficos; sedimentarias, en relación con variaciones de la tasa de sedimentación; eustáticas, en relación con la inversión en los movimientos relativos del nivel del mar, y paleogeográficas, en relación con el inicio de grandes cambios paleogeográficos.

Este hecho, en lugar de contribuir a generalizar el método haciéndolo útil para el análisis de todo tipo de cuencas y en cualquier contexto tectónico, ha resulta-

do ser un elemento de distorsión: el prefijo tecto es considerado por muchos inadecuado para unas unidades que ya no están necesariamente relacionadas genéticamente con procesos diastróficos; máxime cuando toda una metodología de establecimiento y análisis de unidades relacionadas con cambios del nivel del mar había nacido brillantemente hacía poco de la mano del Exxon.

No obstante, existe otro problema, aún más fundamental en el método del análisis tectosedimentario: la imprecisión del concepto de ruptura sedimentaria, cuando una buena parte del método se basa en el reconocimiento de las mismas. Este problema lo abordaremos inmediatamente.

3. CONTINUIDAD, DISCONTINUIDAD ESTRATIGRÁFICA Y RUPTURA SEDIMENTARIA.

Una de las cuestiones básicas a la hora de establecer las UTS es la identificación de sus límites. A este respecto Megías (1982) utiliza de forma equivalente y con un significado poco preciso los términos de discontinuidad y ruptura sedimentarias. Este hecho, bastante común en la mayoría de los autores que hacen uso tanto de las "secuencias deposicionales", en el sentido de Mitchum *et al.* (1977), como del análisis tectosedimentario, ha conducido a que, con frecuencia, se produzcan malos entendidos.

Por ello pensamos que sería muy conveniente fijar conceptos, de forma que queden suficientemente diferenciados los significados de discontinuidad y ruptura.

Está claro que el concepto de discontinuidad va íntimamente ligado al de continuidad. A este respecto Riba (1989), indica que parece recomendable usar los términos de discontinuidad y continuidad estratigráficas en el sentido de que haya habido o no interrupción del depósito en el transcurso del tiempo.

Esta utilización que propone Riba (1989) plantea algunos problemas ya que, como sabemos, la sedimentación es, por su propia naturaleza, un proceso discontinuo. En este sentido quizás convendría establecer una diferencia entre la continuidad sedimentaria y estratigráfica.

La continuidad sedimentaria correspondería al caso de acumulación de depósitos sin interrupción de la sedimentación en el transcurso del tiempo. Este concepto, aunque desde el punto de vista teórico sea aceptable, desde un planteamiento práctico puede carecer de significación al hablar de sucesiones, ya que la discontinuidad es un carácter inherente a la sedimentación.

En cuanto a la continuidad estratigráfica, aunque conceptualmente no parece presentar mayores problemas, ya que se correspondería con la continuidad sedimentaria, no podemos olvidar que dicho carácter lo tenemos que deducir del registro estratigráfico. En dicho registro es evidente que no se puede considerar como

discontinuidad cualquier tipo de interrupción sedimentaria, pues esto nos podría llevar a considerar la estratificación como resultado de sucesivas discontinuidades estratigráficas. Es bien conocido que en cualquier sucesión "continua", la totalidad del tiempo no está representada por los depósitos sedimentarios que la constituyen; lo más frecuente es que el tiempo representado por los materiales sea bastante menor que el tiempo correspondiente a la sucesión estratigráfica. A pesar de todo ello, no se habla de discontinuidad si no hay evidencia de la misma, o lo que suele ser más real, sólo se habla de continuidad estratigráfica cuando faltan evidencias de discontinuidad. Por lo tanto, si queremos hablar de continuidad estratigráfica habrá que fijar las condiciones a partir de las cuales se pueda hablar de discontinuidad estratigráfica.

Se hablará de discontinuidad estratigráfica cuando se detecte una laguna estratigráfica mensurable, bien como tal o en alguna de sus componentes, hiato o vacío erosional, o expresado de otra manera, bien en términos de registro biológico, bien en términos geométricos.

El concepto de ruptura sedimentaria es independiente de la continuidad o discontinuidad estratigráficas. Está referido a cambios en los factores que controlan la dinámica sedimentaria. Así, por nuestra parte (González *et al.*, 1988), hemos definido la ruptura sedimentaria como la manifestación en el registro estratigráfico de una variación en los factores externos a los sistemas de sedimentación, es decir, las rupturas tienen su origen en mecanismos alocíclicos.

En cuanto a su "materialización", una ruptura sedimentaria puede definirse como una superficie, reconocible a escala de cuenca, según la cual un conjunto sedimentario experimenta un salto brusco o un cambio de signo en su evolución secuencial, entendiendo esta evolución a la escala propia de las secuencias de orden superior o ritmos del análisis secuencial de Delfaud (1972). Esta superficie puede ser una continuidad estratigráfica en su totalidad, o una continuidad en áreas centrales de la cuenca correlativa a cualquier tipo de discontinuidad estratigráfica en los márgenes.

En nuestro criterio las UTS sólo pueden estar limitadas por rupturas sedimentarias en el sentido que acabamos de establecer. En otras palabras, el concepto de ruptura es independiente del carácter marino o continental de los sedimentos y del mecanismo alocíclico que las origine.

4. PROCESOS GENERADORES DE RUPTURAS.

Es evidente que una ruptura, tal como la hemos definido, es el límite entre dos megasecuencias de distinto signo, o del mismo signo separadas por un salto brusco. Una megasecuencia solo puede originarse por mecanismos alocíclicos, y para 'cambiar' de megasecuencia se precisa que dichos mecanismos tengan fases de aceleración y deceleración.

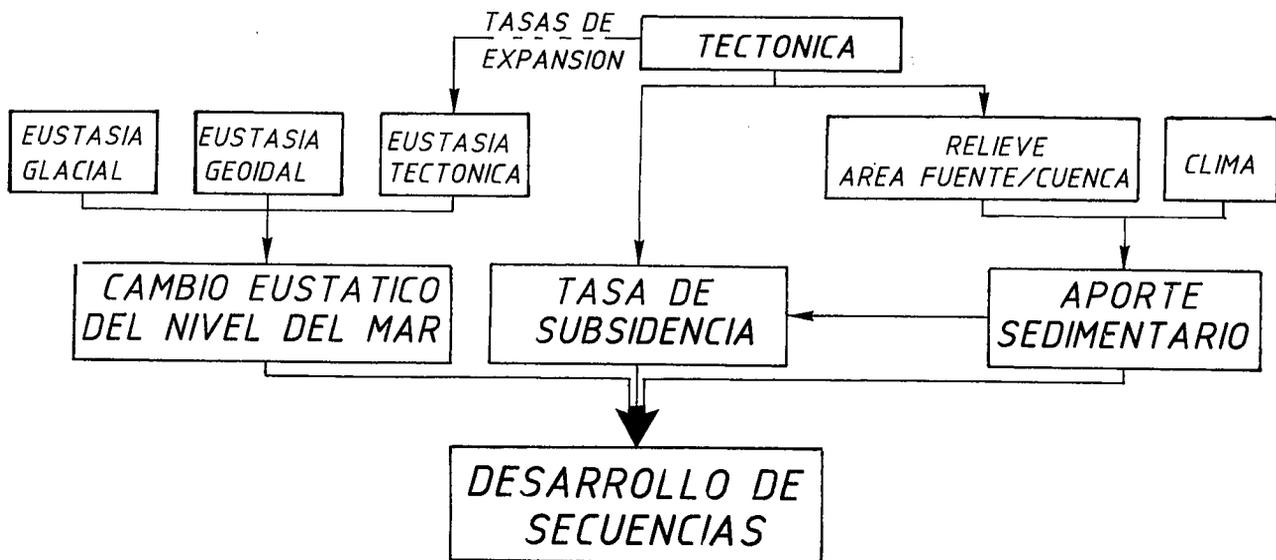


Fig. 1.- Variables que determinan la historia del depósito y la arquitectura de las secuencias. (Según Galloway, 1989).

Fig. 1.- Variables determining the depositional story and the architecture of sequences. (After Galloway, 1989).

Un proceso que evolucione como función lineal del tiempo no es capaz de producir rupturas. Tampoco lo sería un proceso función potencial del tiempo con una curva de variación puramente cóncava o convexa, como la subsidencia de origen térmico. Sea cual sea el mecanismo que origina rupturas, ha de tener, como función del tiempo, su representación en una curva continua con inflexiones, es decir, con ramas cóncavas y convexas, o bien presentar discontinuidades de salto finito.

Las variables que dan lugar a una historia de relleno de cuencas mediante sucesivas secuencias, han sido analizadas por Galloway (1989a) (fig. 1). En este esquema, cambio eustático, subsidencia y tasa de sedimentación son los parámetros que dan origen a las secuencias. Estos parámetros son los que Vail *et al.* (1977) invocan para la génesis de sus secuencias deposicionales en márgenes continentales pasivos. Su combinación da lugar a variaciones relativas del nivel del mar que son, en definitiva, la causa inmediata de las características de cada secuencia y de sus límites.

Pero dichos parámetros no son sino manifestaciones de las verdaderas causas alocíclicas primarias:

1) *Clima*, que influye en la tasa de sedimentación, en la subsidencia a través de la tasa de sedimentación, y en el cambio eustático a través de la eustasia de origen glacial.

2) *Tectónica*, que origina deformación y subsidencia, e influye en el cambio eustático a través de la tasa de expansión de fondos oceánicos, y en el aporte de sedimentos mediante la creación de relieves en el área fuente.

3) *Deformaciones del geoide*, que influyen en el cambio eustático.

Todo ello nos demuestra que las unidades que rellenan una cuenca y sus rupturas limitantes no proporcionarán siempre una lectura directa de las causas alocíclicas que las generan, ni siempre será factible discriminar el valor de cada una de ellas. En todo caso, in-

tentarlo requiere analizar, no solamente dispositivos geométricos, sino también composición de sedimentos, potencias, distribuciones de facies, variaciones batimétricas, velocidades de depósito, etc.

Ante ello, o quizá antes de ser conscientes de la complejidad de las interacciones existentes, todos tendemos a esquemas más simplistas: Por ejemplo, la importancia de la eustasia geoidal es aún una incógnita, pero autores como Stow *et al.* (1985) le atribuyen un rango de variación comparable al que originan los fenómenos de expansión de las dorsales, pero según Morner (1980) con velocidades superiores. Si así fuese, la eustasia geoidal determinaría que los ascensos del mar en unos puntos fuesen correlativos de las caídas en otros, lo que podría invalidar cualquier intento de elaboración de una curva eustática global, y por tanto la posibilidad de correlacionar con ella cuencas separadas.

Otro ejemplo: Vail *et al.* (1977, 1984) y Vail (1987), asumen que la subsidencia en márgenes pasivos posee unos valores prácticamente uniformes, por lo que meramente se suma al cambio eustático magnificando los ascensos y minimizando las caídas; pero no consideran la subsidencia originada por carga, variable en el tiempo y que da lugar a flexiones y levantamientos en áreas periféricas a los depocentros. Tampoco discuten ni consideran el aporte de sedimentos, como si este factor fuese constante o despreciable frente al cambio eustático.

Es evidente que el análisis tectosedimentario se enfrenta a todos estos problemas y que tampoco tiene, por el momento, una respuesta global. Sin embargo, en su aplicación a cuencas continentales, aisladas de la influencia marina directa, encontramos los problemas simplificados, no de forma artificial, sino real. En estas cuencas es posible aislar el factor tectónico y discriminar el factor climático a través del análisis de las facies.

En efecto, si bien resulta evidente que cualquier

cuenca sedimentaria está siempre sometida a la acción conjunta de estos dos factores, es posible reconocer situaciones en las que la influencia que sobre la naturaleza del relleno sedimentario ejerce uno de ellos es despreciable frente a la que ejerce el otro.

Así, en cuencas continentales con márgenes activos sometidos a deformación será fundamentalmente el factor tectónico quien condicione la naturaleza del relleno sedimentario de las cuencas, puesto que además de generar deformación dicho factor controlará:

- la naturaleza de los sedimentos
- la tasa de sedimentación
- la tasa de subsidencia

En estas circunstancias González *et al.* (1988) señalan que una evolución vertical granocreciente y un paralelo dispositivo geométrico en *offlap* serán reflejo de un período de actividad diastrófica creciente, mientras que una evolución vertical granodecreciente y un paralelo dispositivo geométrico en *onlap* serán el reflejo de un período de actividad diastrófica decreciente. Diferencian tres tipos básicos de rupturas sedimentarias (fig. 2):

- *rupturas sedimentarias de tipo 1* son aquellas ligadas al cambio de actividad diastrófica creciente a actividad diastrófica decreciente. Se manifiestan por un cambio de signo en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos, que pasa de ser negativa a positiva, y por un paralelo cambio en el dispositivo geométrico de *offlap* a *onlap* en los márgenes activos. Este dispositivo geométrico coincide con el que Riba (1976) indica para las discordancias sintectónicas, de manera que estas rupturas se manifiestan como tales discordancias en los márgenes de las cubetas y/o en los flancos de los pliegues sinsedimentarios situados en el interior de las mismas. Estas rupturas se corresponden con las que Garrido-Megías (1982) denomina rupturas tectónicas.

- *rupturas sedimentarias de tipo 2* son aquellas ligadas al cambio de actividad diastrófica decreciente a actividad diastrófica creciente. Se manifiestan exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial que pasa de ser positiva a negativa y por un paralelo cambio en el dispositivo geométrico de *onlap* a *offlap*, reconocible en los márgenes activos.

Para ambos tipos de rupturas se ha considerado que el crecimiento o decrecimiento de la actividad diastrófica es un fenómeno mantenido durante un cierto tiempo. Puede ocurrir, sin embargo, que tales crecimientos o decrecimientos tengan lugar de forma instantánea a escala de tiempo geológico. El cese neto de la actividad diastrófica no tiene efectos cualitativamente diferentes en el registro sedimentario correlativo a los que produce un período sostenido de deceleración. Por el contrario, una aceleración instantánea de la actividad diastrófica no da lugar a una secuencia negativa en progresivo *offlap* en los márgenes, como sería el caso de una actividad creciente mantenida, sino a un neto des-

plazamiento de la sedimentación hacia el centro de la cuenca. Si inmediatamente la actividad diastrófica decrece (cese neto o progresivo), se origina un dispositivo en *onlap* que fosiliza el margen de la cuenca deformado y erosionado, y el proceso queda registrado como una discordancia en el margen de la cubeta que lateralmente se muestra como un salto en la evolución secuencial. Así pues, si a un período de actividad diastrófica decreciente le sucede un crecimiento instantáneo y otro período de actividad diastrófica decreciente, el registro sedimentario correlativo consistirá en dos secuencias positivas en *onlap* separadas por una discordancia, presentando la superior su *onlap* desplazado hacia el centro de la cuenca. A este tipo de rupturas lo denominan *tipo 3* (ver figura 2).

Por otra parte, si consideramos el caso hipotético de una cuenca sometida exclusivamente a la acción del factor climático éste condicionará el tipo de sedimentos y la velocidad de sedimentación. La cuenca obligatoriamente habría sido originada antes por otros mecanismos, pues la acción climática es incapaz de generar cuencas por sí misma, sino a lo sumo inducir, por efecto de la carga sedimentaria, cierta tasa de subsidencia en las preexistentes.

Una etapa de incremento de la aridez climática (etapa de rhexistasia) imprimirá en sus sedimentos correlativos una evolución vertical granocreciente; por el contrario una etapa en que se acentúa el carácter húmedo del clima (etapa de biostasia) imprimirá en sus sedimentos correlativos una evolución vertical granodecreciente. De esta manera se pueden producir rupturas sedimentarias coincidiendo con inversiones en la tendencia climática.

Podemos diferenciar al menos en un plano teórico, dos nuevos tipos de rupturas (fig. 3).

- *rupturas sedimentarias de tipo 4* son aquellas ligadas al cambio de aridez climática creciente a aridez climática decreciente. Se manifiestan exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos que pasa de ser negativa a positiva. Estas rupturas son, en cuanto a evolución secuencial, idénticas a las rupturas de tipo 1 diferenciándose de ellas en los aspectos geométricos: en este caso el único dispositivo geométrico observable en el margen de la cuenca consistirá en un *onlap* producido por el propio proceso de relleno de la cuenca, sin que en ningún caso puedan observarse dispositivos geométricos en *onlap* u *offlap* rotatorios.

- *rupturas sedimentarias de tipo 5* son aquellas ligadas al cambio de aridez climática decreciente a aridez climática creciente. Se manifiestan exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos que pasa de ser positiva a negativa. Estas rupturas son, en cuanto a evolución secuencial, idénticas a las rupturas de tipo 2 diferenciándose de ellas en los mismos aspectos geométricos señalados para las rupturas de tipo 4.

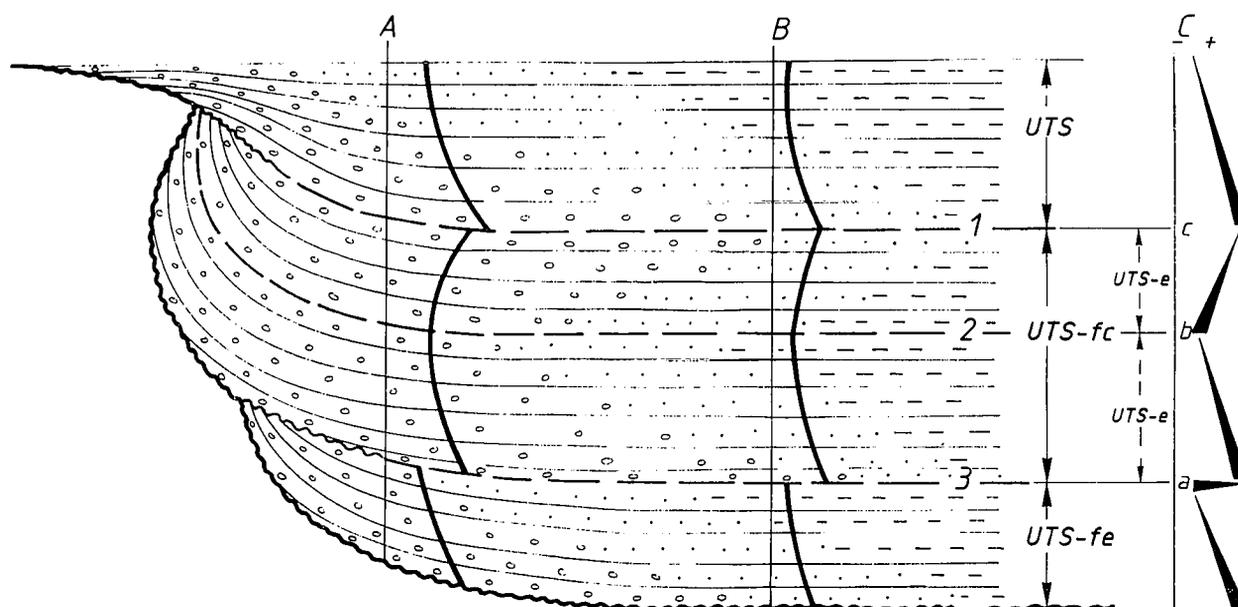


Fig. 2.- Tipos de rupturas sedimentarias originadas en márgenes activos de cuencas continentales cuando el factor aloccíclico que condiciona el relleno de las cuencas es fundamentalmente la actividad diastrófica. (Según González *et al.*, 1988). A y B: evolución secuencial; C: evolución inferida de la actividad diastrófica; 1, 2 y 3: tipos de rupturas sedimentarias; UTS-fe: unidad tectosedimentaria elemental fundamental; UTS-fc: unidad tectosedimentaria fundamental cíclica; UTS-e: unidad tectosedimentaria elemental, no fundamental; a y c: máximos relativos de la velocidad de diastrofismo; b: mínimo relativo de la velocidad de diastrofismo.

Fig. 2.- Sedimentary break types originated at active edges of continental basins when the allocyclic factor conditioning the basin filling is essentially the diastrophic activity. (After González *et al.*, 1988). A and B: sequential evolution; C: inferred evolution for the diastrophic activity; 1, 2 and 3: sedimentary breaks types; UTS-fe: elemental fundamental tectosedimentary unit; UTS-fc: cyclic fundamental tectosedimentary unit; UTS-e: non-fundamental elemental tectosedimentary unit; a and c: relative maxima of the deformation rhythm; b: relative minimum of the deformation rhythm.

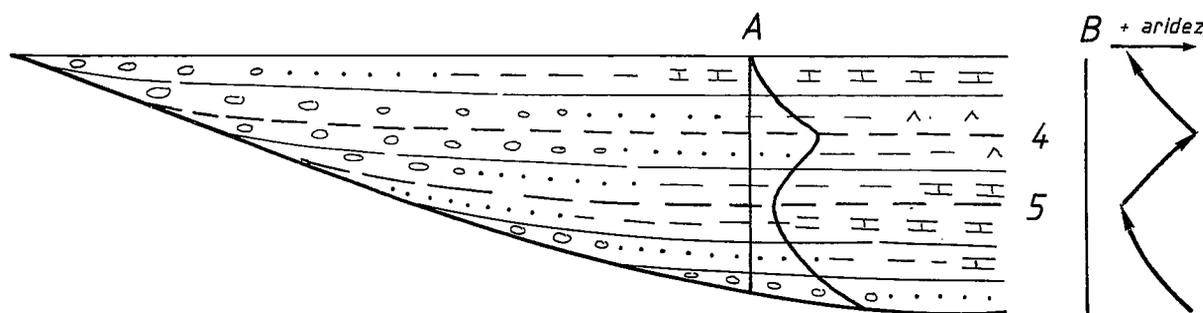


Fig. 3.- Tipos de rupturas que pueden originarse en cuencas continentales cuando el factor aloccíclico fundamental que condiciona el relleno es el clima. 4 y 5: tipos de rupturas; A.- Evolución secuencial, compárese con la fig. 2, entre los puntos a y c de dicha figura; B.- Evolución climática inferida.

Fig. 3.- Sedimentary break types that can be originated in continental basins when the fundamental allocyclic factor determining the filling is the climate. 4 y 5: break types; A.- sequential evolution, compare with figure 2, between points a y c; B.- inferred climatic evolution.

5. UNIDADES ENTRE RUPTURAS SEDIMENTARIAS.

Aunque las rupturas sedimentarias las hemos definido específicamente como límites de las UTS, existen otras unidades cuyo concepto implica límites rupturales. Estas unidades son las secuencias deposicionales de Mitchum *et al.*, (1977) y Vail *et al.*, (1984) y las secuencias estratigráficas genéticas de Galloway (1989a). También consideramos los PACs de Goodwin y Anderson (1985).

Las secuencias deposicionales, en la definición original de Mitchum *et al.* (1977) están limitadas por "unconformities" o sus conformidades correlativas, lo que implica, aunque sea localmente, hiatos, concepto que estos autores utilizan como equivalente a laguna estratigráfica. Según Vail *et al.*, (1977) estos límites deben su origen a cambios relativos del nivel del mar, cambios que, ya hemos visto, implican una combinación de diversos factores aloccíclicos. Por tanto, los límites de las secuencias deposicionales son, en cuanto a su génesis, rupturas sedimentarias. No puede precisarse si lo

son en cuanto a su manifestación, por cuanto en esta definición primera de secuencia deposicional no interviene la evolución vertical del conjunto de estratos que la forman.

Posteriormente, Vail *et al.*, (1984) evolucionan en sus conceptos de secuencia deposicional y límites de las mismas. Los límites de las secuencias siguen siendo “*unconformities*”, pero el término se restringe a aquellas superficies de truncación erosiva y/o exposición subaérea que determinan un hiato significativo. Su origen sigue estando en factores externos a la cuenca: la caída del nivel del mar que supera la subsidencia en toda la plataforma (límite tipo I) o en una parte de ella (límite tipo II); y por tanto son verdaderas rupturas sedimentarias por su génesis.

Más recientemente aún Vail (1987) puntualiza de nuevo el significado de los límites de las, actualmente, secuencias (ya sin deposicionales): los límites de tipo I se originan cuando la tasa de descenso eustático excede a la de subsidencia en la “*depositional shoreline break*” (línea de costa en marea baja), en los límites de tipo II la caída eustática es menor que la subsidencia en dicha línea. Con ello, en los límites de tipo I se lee una caída relativa del nivel del mar, pero no en las de tipo II. En cuanto a su manifestación, en los límites de tipo I las facies sufren un desplazamiento neto hacia la cuenca; en los de tipo II Vail (1987) dibuja también un desplazamiento entre las facies del “*highstand systems tract*” por debajo de tal límite y el “*shelf margin systems tract*” por encima, mientras que Van Wagener *et al.* (1987) en su glosario de términos indican expresamente que tal desplazamiento no existe (?!).

Así pues, en este, por ahora, último concepto, un límite de tipo I es una ruptura tanto por su génesis como por su manifestación (salto brusco en la evolución secuencial) mientras que un límite de tipo II, a partir de su definición, difícilmente puede considerarse como ruptura y más difícil aún es su reconocimiento, ya que este depende exclusivamente de la detección de un desplazamiento del *onlap* costero.

Las superficies marinas con hiatos importantes pero sin evidencias de erosión correlativa no son “*unconformities*” según Vail *et al.*, (1984) y Vail (1987) y no representan límites de secuencias deposicionales. Estas superficies (“superficies de inundación máxima”) se originan cuando la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar alcanza un máximo. Son cubiertas por series condensadas y sobre ella el “*highstand systems tract*” y originan un dispositivo geométrico en *downlap*. Este tipo de discordancia y su hiato correspondiente son, en este caso, puras apariencias de la sísmica, ya que, como señala Riba (1989) las series condensadas registran el tiempo durante el cual progresa el “*highstand systems tract*”, de cuyas cliniformas representan los *bottomsets* correlativos.

Estas superficies son verdaderas rupturas sedimentarias por su origen y por su manifestación, ya que representan un cambio de signo positivo a negativo (transgresión a regresión) en la evolución secuencial. En el caso de cuencas continentales como las estudiadas por

nosotros las series condensadas tendrían su equivalente en sedimentos de *playa-lake*.

Si Vail desprecia estas superficies, Galloway (1989a) las utiliza como límites de sus “*genetic stratigraphic sequences*”, despreciando, en cambio, los límites de tipo I y II de Vail *et al.* (1984). Más adelante definiremos una unidad equivalente en límites y evolución a las secuencias estratigráficas genéticas, pero con significado de tiempo durante el cual se producen unas determinadas variaciones en el ritmo de la deformación.

Otras unidades con límites originados por una causa externa a la cuenca de sedimentación son los PACs de Goodwin y Anderson (1985). Esta causa es un mecanismo episódico, persistente a lo largo del tiempo y de pequeña escala (quizá variaciones glacioeustáticas producidas por ciclos astronómicos). Su manifestación en el registro son rápidos ascensos relativos del nivel de base detectables en toda la cuenca. Sin embargo, los PACs no son sino secuencias de somerización de escala métrica, como máximo equivalentes a las parasecuencias de Vail (1987). Aunque sus límites son saltos en la evolución secuencial no son rupturas sedimentarias, puesto que estas han sido definidas para evoluciones a la escala de megasecuencias.

6. CARACTERÍSTICAS INTERNAS DE LAS DISTINTAS UNIDADES GENÉTICAS

Del anterior análisis de límites rupturales se desprende que unidades como los PACs son meros componentes de las unidades propiamente utilizables en análisis de cuencas, como son las UTS, secuencias deposicionales y secuencias estratigráficas genéticas.

Estos tres tipos de unidades tienen una escala comparable, tanto en términos de potencia como en términos del orden (en el sentido de Delfaud), de las secuencias que las integran.

Las UTS propiamente dichas, o UTS elementales, se caracterizan internamente por una evolución vertical de signo determinado, positivo o negativo; es decir, según expresa Garrido-Megías, poseen una polaridad sedimentaria definida. Pueden definirse, no obstante, UTS complejas integradas por, al menos, dos UTS elementales.

En nuestros estudios del Terciario continental hemos diferenciado UTS genéticamente relacionadas con causas tectónicas. Estas unidades están limitadas por rupturas del tipo 1 ó 3 de González *et al.* (1988), que se manifiestan en los márgenes activos como discordancias, y las hemos denominado UTS fundamentales (ver figura 2).

Las UTS fundamentales pueden ser elementales, con una evolución positiva o negativa, pero otras, en concreto la mayoría de las paleógenas que hemos estudiado, son complejas, ya que, poseen una evolución cíclica positiva-negativa, y las utilizaremos como referencia para comparar con las secuencias deposicionales de Vail (1987) y las secuencias estratigráficas genéticas de Galloway (1989a).

Así pues, nuestras UTS fundamentales cíclicas están compuestas por dos UTS elementales no fundamentales, separadas por una ruptura en el punto de inflexión de la evolución secuencial (fig. 2). Esta ruptura (tipo 2 de González *et al.*, 1988) es una continuidad estratigráfica en toda la cuenca. En una cuenca continental con un dispositivo sedimentario compuesto por sistemas de abanicos aluviales-*playa lake*, la evolución positiva-negativa de una UTS fundamental cíclica equivale a un ciclo de retrogradación de abanicos con expansión del *playa lake*-progradación de abanicos con retracción del sistema de *playa lake*. Siendo estas UTS el cuerpo sedimentario correlativo a una actividad diastrófica que varía en el tiempo, se interpreta que, durante el depósito de una UTS fundamental cíclica, la deformación de origen tectónico varía, primero con ritmo decreciente y después creciente, entre dos máximos relativos que dan lugar a las rupturas de base y techo (fig. 2). La ruptura de tipo 2 en la inflexión del ciclo se interpreta como el momento en que la velocidad de deformación alcanza un mínimo relativo, o lo que es lo mismo, el instante en que la actividad diastrófica invierte su tendencia de decelerada a acelerada.

Las secuencias deposicionales, en la acepción de Vail (1987) poseen una evolución compleja. Esta evolución, para las secuencias de tipo I (límite basal de tipo I) es progradante (*lowstand systems tract*) - retrogradante (*transgressive s.t.*) - progradante (*highstand s.t.*); y para las secuencias de tipo II (base en un límite de tipo II) es: evolución no definida o débilmente progradante (*shelf-margin s.t.*) - retrogradante (*transgressive s.t.*) - progradante (*highstand s.t.*).

Traducido a UTS esta evolución supone que una secuencia de Vail (1987) está integrada por una UTS ele-

mental de evolución negativa, más una UTS compleja positiva-negativa. Pero si se estudiase un sector de la cuenca que no abarcase el talud, es decir, solo comprendiese desde la llanura aluvial al límite de la plataforma, la secuencia deposicional tendría una evolución cíclica positiva-negativa, y sería coincidente en todos sus términos (límites dados por rupturas, evolución y ruptura interna) con las UTS fundamentales cíclicas diferenciadas por nosotros en cuencas continentales, donde, naturalmente, no existen taludes hacia los sectores centrales.

6.1. Concepto de período diastrófico.

Si en dos UTS fundamentales cíclicas sucesivas tomamos el intervalo comprendido entre sus rupturas internas de tipo 2, obtendremos una sucesión de dos UTS elementales, una negativa y otra positiva, separadas por una ruptura de tipo 1 (ver fig. 4). En términos de velocidad de diastrofismo tenemos la suma de una etapa de velocidad creciente, o diastrofismo acelerado, que da lugar a una secuencia de progradación, seguida de otra etapa de velocidad decreciente, o diastrofismo decelerado, que dará lugar a una secuencia de retrogradación, separadas ambas por un máximo diastrófico relativo. Pues bien, al intervalo de tiempo correspondiente al desarrollo de estas dos etapas lo denominaremos período diastrófico.

De forma conceptual se define *período diastrófico* como el lapso de tiempo que transcurre entre dos mínimos diastróficos relativos consecutivos; comprende una etapa inicial de actividad diastrófica creciente, un máximo diastrófico relativo y una etapa de actividad diastrófica decreciente (ver fig. 4).

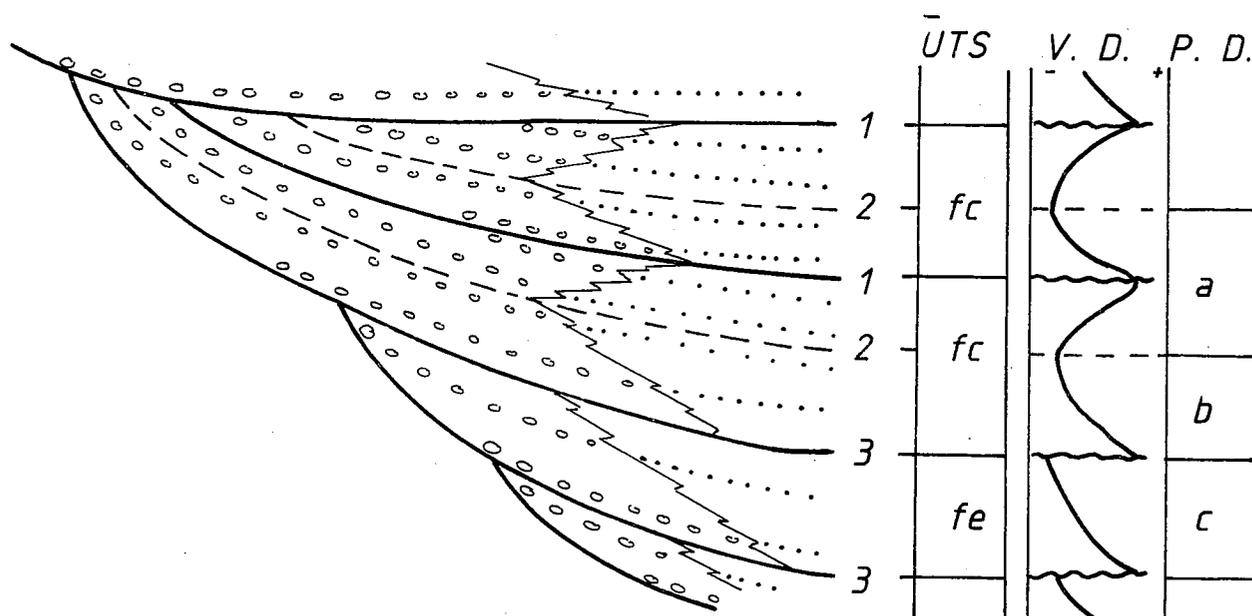


Fig. 4.- Período diastrófico (PD) (ver concepto en el texto) y sus diferentes formas de registro sedimentario (a, b y c); 1, 2 y 3 tipos de rupturas; fc: unidad tectosedimentaria fundamental cíclica; fe: unidad tectosedimentaria fundamental elemental; V.D.- velocidad de diastrofismo.

Fig. 4.- Diastrophic period (PD) (see concept in the text) and its different sedimentary record patterns (a, b and c); 1, 2, and 3 break types; fc: cyclic fundamental tectosedimentary unit; fe: elemental fundamental tectosedimentary unit; V.D.- deformation rhythm.

Ahora bien, cabe la posibilidad de que la etapa de diastrofismo creciente, o la de diastrofismo decreciente, tengan un desarrollo instantáneo a escala de tiempo geológico. Como ya se ha señalado, una etapa de nula deformación tras un máximo diastrofóico deja un registro sedimentario similar al de una etapa de diastrofismo con velocidad progresivamente decreciente hasta un mínimo. La única diferenciación posible entre ambas situaciones está en el análisis geométrico del onlap de la secuencia de retrogradación resultante, ya que en el primer caso dicho onlap no tendrá carácter rotatorio. Por el contrario, si la deformación salta de forma instantánea (a escala de tiempo geológico, reiteramos) desde un mínimo a un máximo relativos, el mínimo, la etapa de aceleración y el máximo diastrofóico vienen dados conjuntamente por una ruptura de tipo 3.

En tal caso, según la definición anteriormente dada, el registro sedimentario de un periodo diastrofóico puede ser (fig. 4):

a) la suma de dos UTS elementales no fundamentales, la inferior de evolución negativa, comprendida entre una ruptura de tipo 2 y otra de tipo 1; la superior de evolución positiva, desarrollada entre la ruptura de tipo 1 y otra de tipo 2 ó 3.

b) una UTS elemental no fundamental de evolución positiva, comprendida entre una ruptura basal de tipo 3 y una ruptura de tipo 2 a techo.

c) una UTS elemental fundamental de evolución positiva, comprendida entre rupturas de tipo 3.

Un periodo diastrofóico con registro sedimentario como el descrito en a) es similar, en cuanto a evolución secuencial, a las secuencias estratigráficas genéticas de Galloway (1989a). Por tanto, como intervalo temporal es semejante al "episodio deposicional" de este autor.

Considerados como registro sedimentario, los periodos diastrofóicos no añaden nada nuevo al análisis de cuencas sobre las UTS. En algunos casos ambos coinciden, pero, en general, las UTS y en especial las fundamentales cíclicas son más prácticas en el trabajo de campo al ser más fáciles de identificar y cartografiar sus rupturas limitantes. Para nosotros, el interés de los periodos diastrofóicos reside en que son intervalos de tiempo geológico durante los cuales, en las áreas que hemos estudiado, tienen lugar episodios específicos de deformación, con características particulares para cada uno de ellos como pueden ser los tipos y orientación de las estructuras generadas.

Así, a lo largo de los cuatro primeros periodos diastrofóicos diferenciados en las cubetas ibéricas y margen meridional de la cuenca del Ebro (fig. 9), González (1989) señala:

— Durante el P.D.1 actúan estructuras de orientación submeridiana.

— Durante el P.D.2 actúan o se generan fundamentalmente estructuras de orientación NW-SE a E-W a ENE-WSW.

— Durante el P.D.3 aparecen estructuras de orientación NE-SW, y las NW-SE., se comportan con distensivas.

— Durante el P.D.4 las estructuras que actúan o

se generan son similares a las del P.D.2.

Esta discriminación, importante para reconstruir la evolución paleogeográfica de un área, no siempre es posible con UTS, especialmente cuando se trabaja con UTS complejas.

Debemos señalar, finalmente, que algunos de los episodios deposicionales mayores que Galloway (1989b) diferencia durante el Cenozoico en el margen pasivo norteamericano del Golfo de Méjico son, según este autor, la respuesta sedimentaria a la actividad en el margen activo pacífico de dicha placa

6.2. Significado de las rupturas dentro de los procesos alocíclicos.

Las coincidencias que antes hemos analizado entre UTS fundamentales cíclicas y secuencias deposicionales, se producen actuando causas alocíclicas que debemos suponer diferentes para ambas unidades. En efecto, las UTS directamente relacionadas con la tectónica, tal como las estudiadas por nosotros, tienen su origen en la deformación como causa única; mientras que las secuencias deposicionales, definidas en márgenes continentales pasivos, reflejan variaciones relativas del nivel del mar como causa inmediata. Esta causa inmediata sabemos que es la suma de varios mecanismos alocíclicos no directamente discriminables unos de otros. Solo uno de ellos es inequívocamente de origen tectónico, la subsidencia de origen térmico, pero esta, en márgenes pasivos se supone que varía según la función potencial: $ct^{1/2}$, cuya expresión es una curva convexa, de forma que no es, por si misma, mecanismo generador de rupturas.

Pues bien, la deformación causada por la tectónica en los márgenes y en el interior de una cuenca es una función monótona creciente del tiempo. Por el contrario, la curva de variación relativa del nivel del mar es una función del tiempo con ramas crecientes y decrecientes (fig. 5). Puede referirse a un nivel medio arbitrario con respecto al cual puede estar por encima o por debajo, mientras que la deformación, fuera del dominio elástico no puede decrecer ni volver a cero (punto de partida, ausencia de deformación). Sin embargo, ambas curvas tienen en común el presentar ramas cóncavas y convexas.

La derivada de la curva de deformación nos da una curva de velocidad de diastrofismo con ramas crecientes y decrecientes. Como hemos visto anteriormente, en sus máximos se sitúan las rupturas de tipo 1 que limitan UTS fundamentales cíclicas. En los mínimos, que no pueden ser menores de cero, se dan las rupturas de tipo 2.

La derivada de la curva de posición relativa del nivel del mar (velocidad de variación del nivel del mar) nos da unos mínimos (máxima velocidad de caída) donde se sitúan los límites de tipo I y II de Vail *et al.* (1984) y Vail (1987), y unos máximos (máxima velocidad de ascenso) donde se sitúan las superficies de máxima inundación de estos autores o los límites de las secuen-

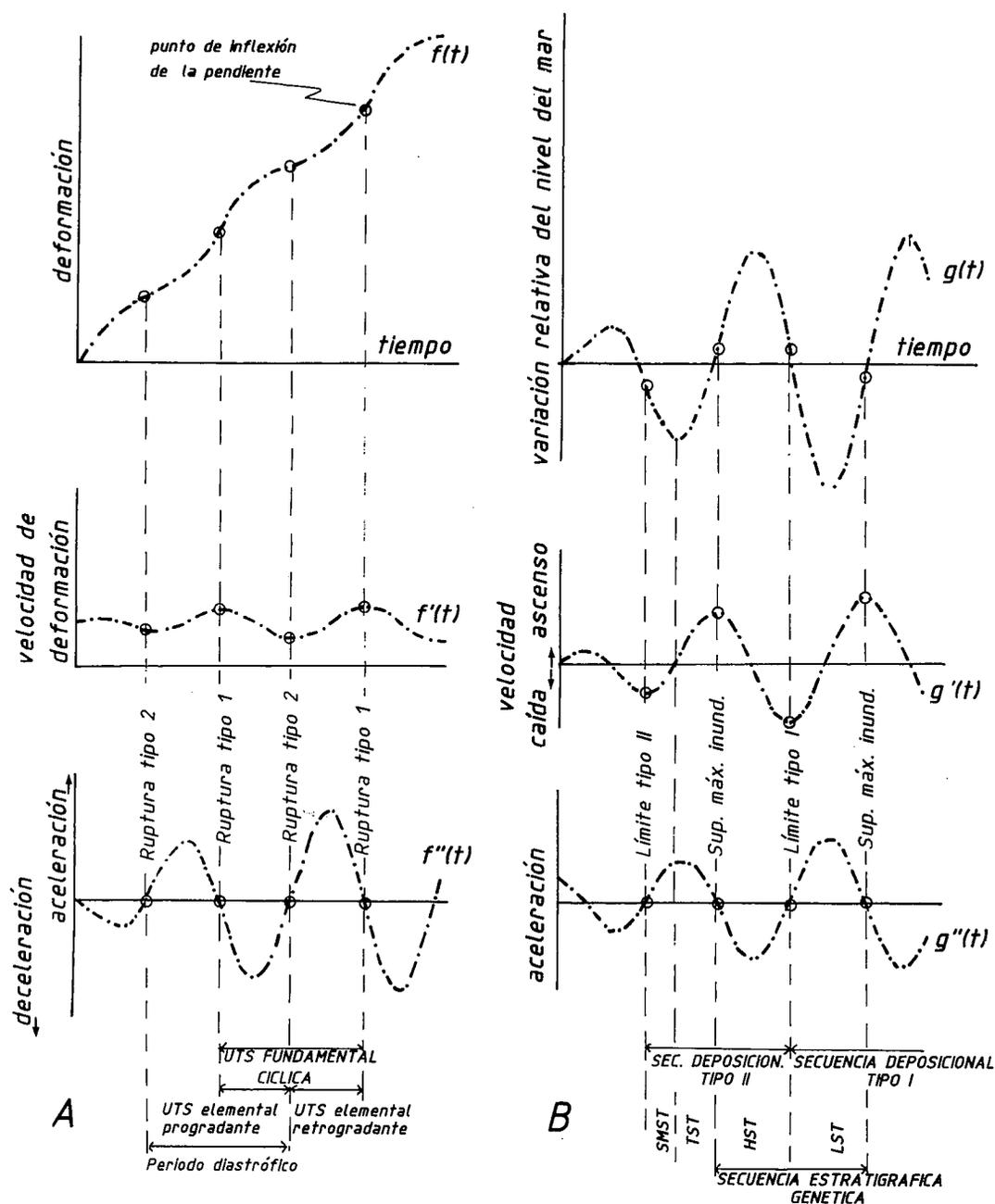


Fig. 5.- Situación de las rupturas sedimentarias. A.- Cuando la causa alocíclica inmediata es la tectónica; B.- Cuando la causa alocíclica inmediata es la variación relativa del nivel del mar. Obsérvese en ambos casos la posición idéntica de las rupturas: máximos y mínimos en la curva de velocidad del fenómeno alocíclico, o bien puntos en que la aceleración del fenómeno es cero. SMSM: shelf margin systems tract; TST: transgressive systems tract; HST: highstand systems tract; LST: lowstand systems tract.

Fig. 5.- Sedimentary breaks location. A.- When the immediate allocyclic cause is tectonics; B.- when the immediate allocyclic cause is the relative sea level variation. Both cases show an identical break position: either maxima and minima at the velocity curve of the allocyclic process, or spots where the process acceleration is zero. SMSM: shelf margin systems tract; TST: transgressive systems tract; HST: highstand systems tract; LST: lowstand systems tract.

cias estratigráficas genéticas de Galloway (1989a).

Si hacemos la derivada segunda de una y otra curva obtendremos la curva de aceleración del fenómeno alocíclico correspondiente, en la cual los máximos y mínimos de la derivada primera corresponden a puntos de ordenada cero.

Así pues, las rupturas sedimentarias, en las que se incluyen los límites de secuencias deposicionales y superficies de máxima inundación, se sitúan siempre en los puntos de máximos y mínimos de la curva de velocidad del fenómeno alocíclico que las origina, cualquiera que este sea, o lo que es lo mismo, en aquellos puntos en que la aceleración del fenómeno se hace cero.

7. EXTENSION AREAL DE LAS RUPTURAS SEDIMENTARIAS.

Las rupturas sedimentarias que delimitan UTS tienen, por definición, una extensión cuencal, es decir que, teóricamente al menos, deben de estar presentes en toda la cuenca, independientemente de la forma de presentarse o manifestarse (discordancias o conformidades).

No obstante, aun admitiendo este hecho como base metodológica, dependiendo de ciertos factores tales como las dimensiones de la cuenca y la naturaleza de la misma, su identificación en la totalidad de la cuenca

ca puede resultar problemática. Así, en cuencas ubicadas entre dos márgenes de comportamiento tectónico diferente, uno activo y otro pasivo, no siempre serán evidentes en el margen pasivo las variaciones en la sedimentación y los subsiguientes cambios evolutivos de los depósitos, correspondientes a la actividad del margen activo. Un ejemplo de ello son las secuencias establecidas por Puigdefábregas *et al.* (1986) en la cuenca de antepaís del Pirineo oriental durante el Paleógeno.

La evolución de los depósitos en los márgenes pasivos de la cuenca, cuando la separación de ambos márgenes adquiere ciertas dimensiones, es independiente de la evolución que el margen activo imprime a sus sedimentos. En los márgenes pasivos los sedimentos no suelen presentar una tendencia evolutiva muy definida, lo que unido a que geoméricamente presentan un dispositivo en *onlap* (*onlap* escalante, de Riba, 1973), y a los escasos aportes provenientes de este margen, hacen que, con cierta frecuencia, los sedimentos presenten una evolución granodecreciente, evolución que viene marcada por el carácter pasivo del margen y la progresiva colmatación de la cuenca. En estos casos las rupturas definidas como consecuencia de la evolución del margen activo, pueden dejar de ser identificables en aquellas zonas en que la influencia de la actividad de dicho margen sea tan ligera como para no alterar la evolución de los sedimentos con polaridad del margen pasivo (fig. 6). Este problema existe en igual medida para secuencias deposicionales o secuencias estratigráficas genéticas en cuanto nos alejamos del margen continental.

En definitiva, la extensión de las rupturas por toda la cuenca presenta el problema de su reconocimiento, allí donde vienen dadas por continuidades estrati-

gráficas, cuando las facies presentes, por su lejanía de los márgenes, son litológicamente uniformes y por tanto los cambios de signo o los saltos en la evolución secuencial (o en series marinas profundas, los cambios batimétricos) no resultan aparentes.

Cuando esto ocurra, solo un buen seguimiento cartográfico de las superficies de ruptura identificadas en las zonas de influencia del margen activo puede ser el camino para establecer las divisiones adecuadas. En el caso de unidades establecidas mediante geofísica, debe confiarse la situación de sus límites rupturales a una continuidad bien definida de las líneas sísmicas.

Un caso extremo que puede plantearse es el de cuencas marinas con un margen activo, dado por un límite de placas con subducción o transcurrencia, y otro pasivo. Siendo una cuenca marina, el factor alocíclico inmediato para ambos márgenes será la variación aparente del nivel del mar. Pero mientras para el margen activo esta variación vendrá dada primordialmente por una combinación de las tasas de subsidencia y de sedimentación, reguladas por la deformación, en el margen pasivo las variaciones del nivel del mar estarán condicionadas esencialmente por fenómenos eustáticos. Si los puntos de inflexión de ambas curvas de variación relativa del nivel del mar no coinciden en el tiempo, las rupturas tampoco van a ser correlativas, y su extensión a toda la cuenca supondría establecer unidades, relacionadas genéticamente a diferentes causas, que aparecerían interpenetradas.

Esta consideración es, sin embargo, prácticamente teórica, ya que el concepto habitual de cuenca no suele ser tan amplio, diferenciándose, de facto, cuencas de margen pasivo y activo.

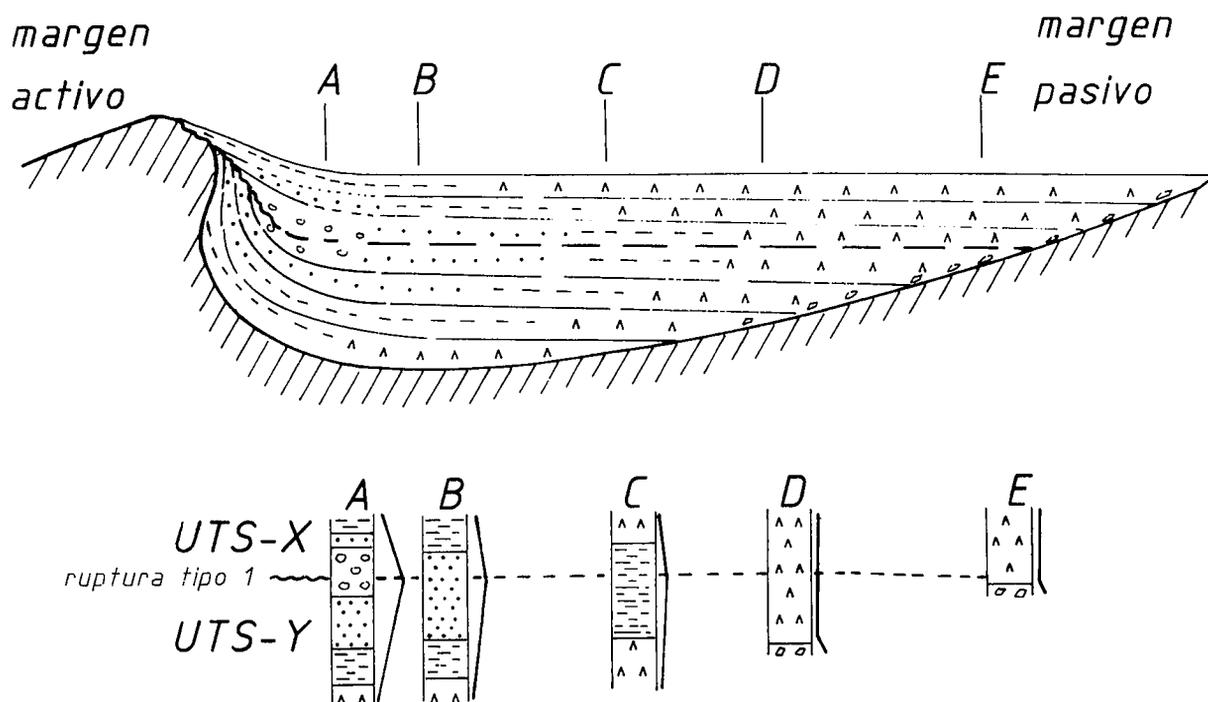


Fig. 6.- Variación de la evolución vertical del relleno sedimentario de una cuenca desde su margen activo hasta su margen pasivo. (Según González, 1989).

Fig. 6.- Vertical evolution variation in the basin sedimentary filling from its active edge to its passive one. (After González 1989).

8. ASPECTOS PRÁCTICOS DEL MÉTODO DE ANÁLISIS TECTOSEDIMENTARIO.

Uno de los principales problemas que se plantea a la hora de aplicar la metodología del análisis tectosedimentario es la identificación y/o definición de las rupturas sedimentarias que puedan servir para delimitar UTS.

De hecho, un investigador no avezado en la aplicación del análisis tectosedimentario espera de él, primero, una inmediata identificación de las rupturas y, segundo, que las características de estas y de las unidades que delimitan le resuelvan, de forma inequívoca, problemas como la situación tectónica de la cuenca en cada momento: si el marco es de distensión, compresión o desgarre. En una palabra, lo que este investigador espera es, en cierta forma, el equivalente a un sensor, remoto o próximo, que podría bautizarse coloquialmente como "Rupturómetro".

La existencia de esta necesidad viene reforzada por las exigencias de alta productividad de nuestra época, dentro de la cual quien analiza cuencas está pensando, aunque sea inconscientemente, que su producto científico puede ser parte de una infraestructura de exploración e incluso futura explotación de recursos naturales. Esto último siempre corre prisa, y el ejemplo lo dan las grandes compañías desarrollando métodos cada vez más eficaces de exploración. De esta forma el analista de cuencas se aproxima algo, en mentalidad, al ejecutivo.

Garrido-Megías, como científico sumergido en este ambiente, ha mostrado en sus trabajos una gran preocupación por la identificación de rupturas, detallando en su trabajo variados criterios para ello; es decir, ha contribuido de forma importante al desarrollo de esta idea del "rupturómetro".

Desgraciadamente, dejando aparte la posibilidad que ofrece la aplicación de los métodos sísmicos más avanzados, para el geólogo de campo el "rupturómetro" no existe: ha de estudiar exhaustivamente la estratigrafía de un área, y a veces la sedimentología, antes de establecer, de forma definitiva, las rupturas y las UTS. Tal establecimiento es ya una síntesis previa, y el análisis tectosedimentario empieza a aplicarse a partir de este momento, ya que su objetivo es inferir, de las características de las unidades y de sus límites, la historia dinámica de la evolución de una cuenca.

En un afloramiento tomado al azar, incluso en el caso óptimo de que este afloramiento mostrase una perfecta exposición de la sucesión completa de la cuenca, identificaremos superficies con distintas características que bien pudieran representar rupturas. Algunas lo serán, pero para ello necesitaremos demostrar su carácter cuencal, o lo que es lo mismo, descartar su carácter local. Esto es válido incluso para discordancias, ya que estas también pueden ser originadas por estructuras locales creadas en cualquier momento de un período diastrófico dado, no necesariamente coincidiendo con un máximo en la velocidad del diastrofismo. Expresado de otra forma, una curva de velocidad de deformación co-

mo la de la fig. 5 podría tener localmente unos armónicos particulares, en relación con los cuales pueden generarse discordancias locales. Megías (1982) advierte sobre la existencia de rupturas locales tectónicas o sedimentarias y González (1989) analiza cómo estructuras locales pueden dar lugar a perturbaciones espectaculares, pero igualmente locales, en la evolución de una determinada UTS (fig. 7).

Dado pues que las rupturas sedimentarias pueden presentarse de diferentes formas, desde discordancias hasta continuidad estratigráfica, se hace necesario, previo a la definición de las UTS, analizar el significado y extensión de las "a priori" posibles rupturas, para posteriormente concluir tomando las adecuadas para la definición de unidades. Este paso previo, supone, por tanto, un estudio estratigráfico exhaustivo, con especial hincapié en el reconocimiento de las evoluciones secuenciales a gran escala, en la distribución espacial y geométrica de las diferentes facies, así como de su significado sedimentológico, y el establecimiento de la equivalencia de los límites de dichas secuencias.

Aunque, como dice Garrido-Megías, la totalidad de las rupturas se encuentran en las partes centrales de las cuencas, difícilmente serán estas áreas, con más uniformidad de facies, las que con mayor evidencia las muestren, y de ahí la dificultad de su identificación.

En este sentido serán los dominios marginales donde con mayor claridad se pueden mostrar las rupturas, aunque se corra el riesgo de "perder alguna" (son todas o una parte de las que están, pero no están necesariamente todas las que son) y será partiendo de estas zonas desde donde se han de ir "arrastrando" las mismas hasta los dominios más centrales y distales donde, si no se va sobre aviso, es más fácil que pasen inadvertidas. No obstante, el estudio de las zonas centrales, una vez establecidas las primeras divisiones tal como se ha señalado, puede darnos luz sobre otras rupturas no presentes, por acuñaamiento, en las zonas marginales (lo cual es igualmente válido para las secuencias deposicionales con la sísmica).

Otro de los problemas para los que existe demanda de rupturómetros es precisamente el arrastre de las rupturas de los márgenes al centro de la cuenca. Es fácil poner el dedo en una ruptura dada por una discordancia, pero más difícil es hacerlo sobre esta misma ruptura cuando se manifiesta como continuidad estratigráfica, sin salto en la evolución secuencial (por cierto, ¿cuántos metros de material son un límite de secuencia deposicional dado por una línea sísmica?). Debemos contentarnos, la mayoría de las veces, con saber que esa ruptura se sitúa dentro de un paquete, más o menos potente, de litología uniforme, que representa el final de una secuencia de determinado signo y el comienzo de otra de signo contrario. Si la litología lo permite daremos el límite en función del tamaño de grano o de la evolución estratigráfica, sabiendo que esto puede suponer pequeños errores.

En efecto, en algunas rupturas de tipo 1 en que la inversión en la evolución secuencial se acompaña con saltos (situación relativamente próxima al margen acti-

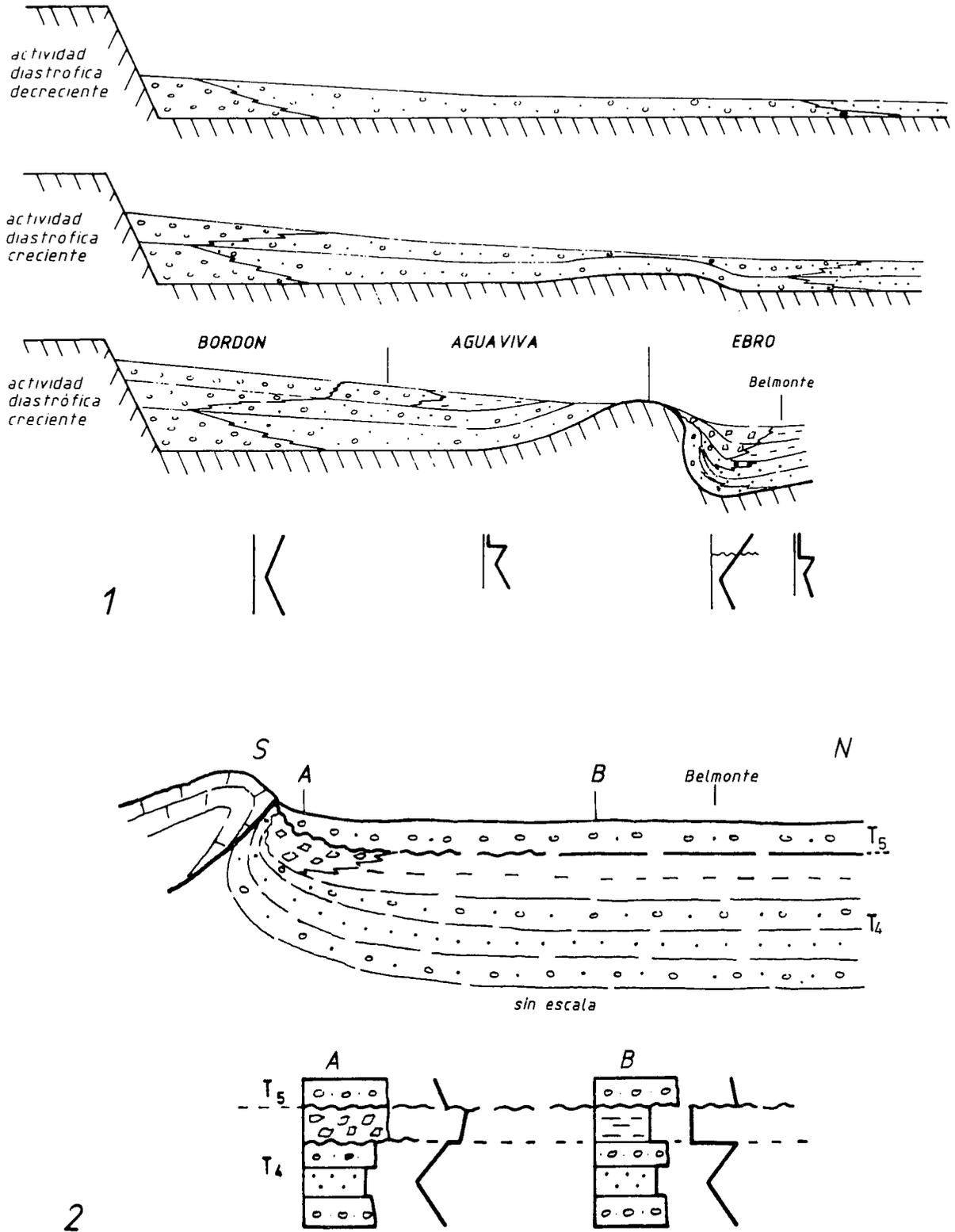


Fig. 7.- Perturbaciones en la evolución de la UTS fundamental cíclica T4 de las cubetas ibéricas y Cuenca del Ebro originadas por una estructura local que se genera antes del máximo diastrófico (ruptura de tipo 1) que limita las unidades T4 y T5. (Según González, 1989). 1.- Estadios sucesivos de evolución de la unidad y de la estructura local; 2.- Detalle de la evolución vertical y geométrica en el frente de dicha estructura local. Puede observarse la formación de una discordancia local intra-unidad T4, previa a la ruptura cuencal entre T4 y T5.

Fig. 7.- Perturbations in the cyclic fundamental TSU T4 evolution of Iberian and Ebro Basins produced by a local structure generated before the diastrophic maximum (break type 1) which limits the units T4 and T5. (After González 1989). 1.- Successive stages of the unit evolution and local structure; 2.- Detail of vertical and geometric evolution at the local structure front. The formation of one local intra-unit T4 unconformity, previous to the basinal sedimentary break between T4 and T5 can be seen.

vo de la cuenca), hemos observado (González *et al.*, 1984) que el máximo granulométrico no se da justo en dicho salto, sino unos pocos metros por encima. Es decir, sobre la ruptura puede continuar una ligera tendencia a la progradación del sistema sedimentario, en una modesta reproducción de lo que en las secuencias de Vail (1987) es el "lowstand systems tract". Este fenómeno, explicable en la evolución vertical y horizontal de aparatos aluviales mediante la inecuación de Bull (1977), no añade imprecisiones significativas a la situación de las rupturas en el centro de la cuenca.

Con respecto al significado tectónico de las rupturas, el rupturómetro está, por el momento, en vías de desarrollo, debiendo pasar todavía por muchas comprobaciones prácticas. No obstante, pueden avanzarse los siguientes datos:

Las rupturas de tipo 1 evidencian situaciones de compresión, hecho que resulta evidente al manifestarse tales rupturas como discordancias sintectónicas con su correspondiente dispositivo de *offlap-onlap* rotatorio en los márgenes activos de las cuencas. Por el contrario, cuando una deformación progresivamente acelerada y después decelerada se produce en relación con un margen activo en situación distensiva, con fallas planas o lístricas, el dispositivo geométrico observable en los márgenes activos de la cuenca consiste exclusivamente en un *onlap* rotatorio, pues en estas situaciones distensivas cuanto más evoluciona la deformación tanto más se desplaza el borde de la cuenca hacia el exterior, y por consiguiente tanto más extensiva resulta la sedimentación (fig. 8). Sin embargo, la evolución vertical de los materiales coincidirá con la señalada para las rupturas de tipo 1, ya que cuando tenga lugar una etapa de actividad diastrófica creciente, independientemente de su naturaleza compresiva o distensiva, los sistemas sedimentarios experimentarán una progradación; mientras que cuando tenga lugar la etapa de actividad diastrófica decreciente, éstos experimentarán una retrogradación.

A este respecto de reconocer situaciones de actividad diastrófica compresiva o distensiva, resultan también útiles las rupturas sedimentarias de tipo 3. Estas rupturas, como se ha señalado en su definición, son consecuencia de un crecimiento de la actividad diastrófica instantáneo a escala de tiempo geológico. Pues bien, este fenómeno sólo es factible en situaciones de deformación frágil. Evidentemente este tipo de deformación se puede conseguir tanto bajo un régimen tectónico compresivo como distensivo. No obstante, para producir rupturas de tipo 3, reactivándose o generándose instantáneamente las áreas fuente de forma que los sistemas sedimentarios experimenten un desplazamiento rapidísimo a escala de tiempo geológico, hacia el centro de la cuenca resultan más adecuados los regímenes tectónicos distensivos pues en esta situación la relación entre deformación frágil/deformación dúctil resulta mucho más elevada que bajo regímenes tectónicos compresivos en los que la deformación dominante es dúctil.

En el caso concreto estudiado por nosotros (cub-

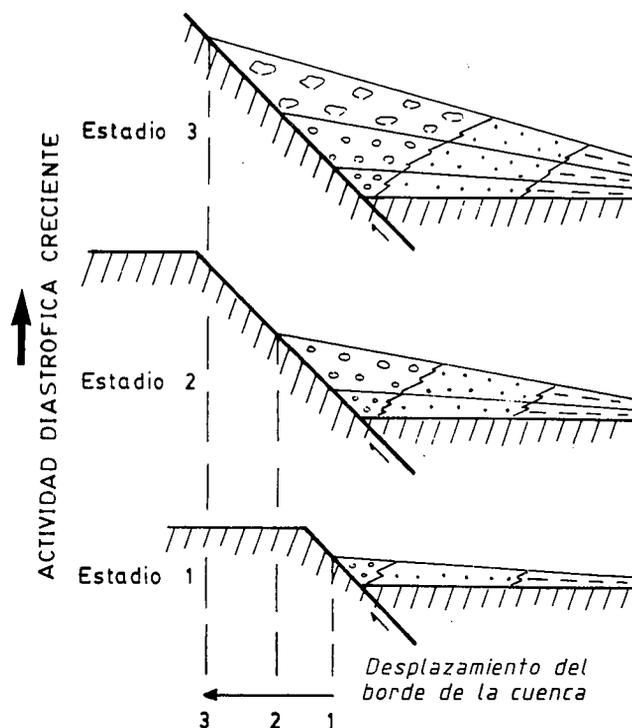


Fig. 8.- Generación de dispositivos geométricos en *onlap* y evoluciones progradantes durante etapas de actividad diastrófica creciente en un margen activo en situación distensiva. (Según González, 1989).

Fig. 8.- Onlap geometry and prograding evolution during increasing diastrophic activity at one distensive active edge. (After González, 1989).

tas ibéricas marginales y borde meridional de la Depresión del Ebro) las rupturas de tipo 3 limitan las UTS más altas, mientras que las unidades inferiores se encuentran siempre limitadas por rupturas de tipo 1 de evidente origen compresivo (fig. 9). Este cambio en la naturaleza de las rupturas se produce en el límite entre los períodos diastróficos 4 y 5, en el Mioceno inferior-medio, edad en la que, según Simón (1984) y Guimerá (1988), se produce el inicio de la distensión en el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica.

En resumen, debemos tener presente que las rupturas de tipo 3, aunque puedan producirse con más facilidad bajo regímenes tectónicos distensivos, pueden no ser exclusivas de ellos. Por el contrario, las rupturas sedimentarias de tipo 1 ó 2 sí son exclusivas de regímenes tectónicos compresivos.

9. CORRELACIÓN MEDIANTE ANÁLISIS TECTOSEDIMENTARIO.

Las rupturas sedimentarias, tal como hemos expuesto anteriormente, son la manifestación en el registro estratigráfico de las variaciones que producen en la sedimentación mecanismos alocíclicos, cuando el ritmo de estos mecanismos alcanza valores máximos o mínimos. El efecto de tales factores alocíclicos puede hacerse sentir en zonas más o menos amplias de la superficie terrestre, y por tanto la extensión de las rupturas será, en principio, de magnitud similar a la del área don-

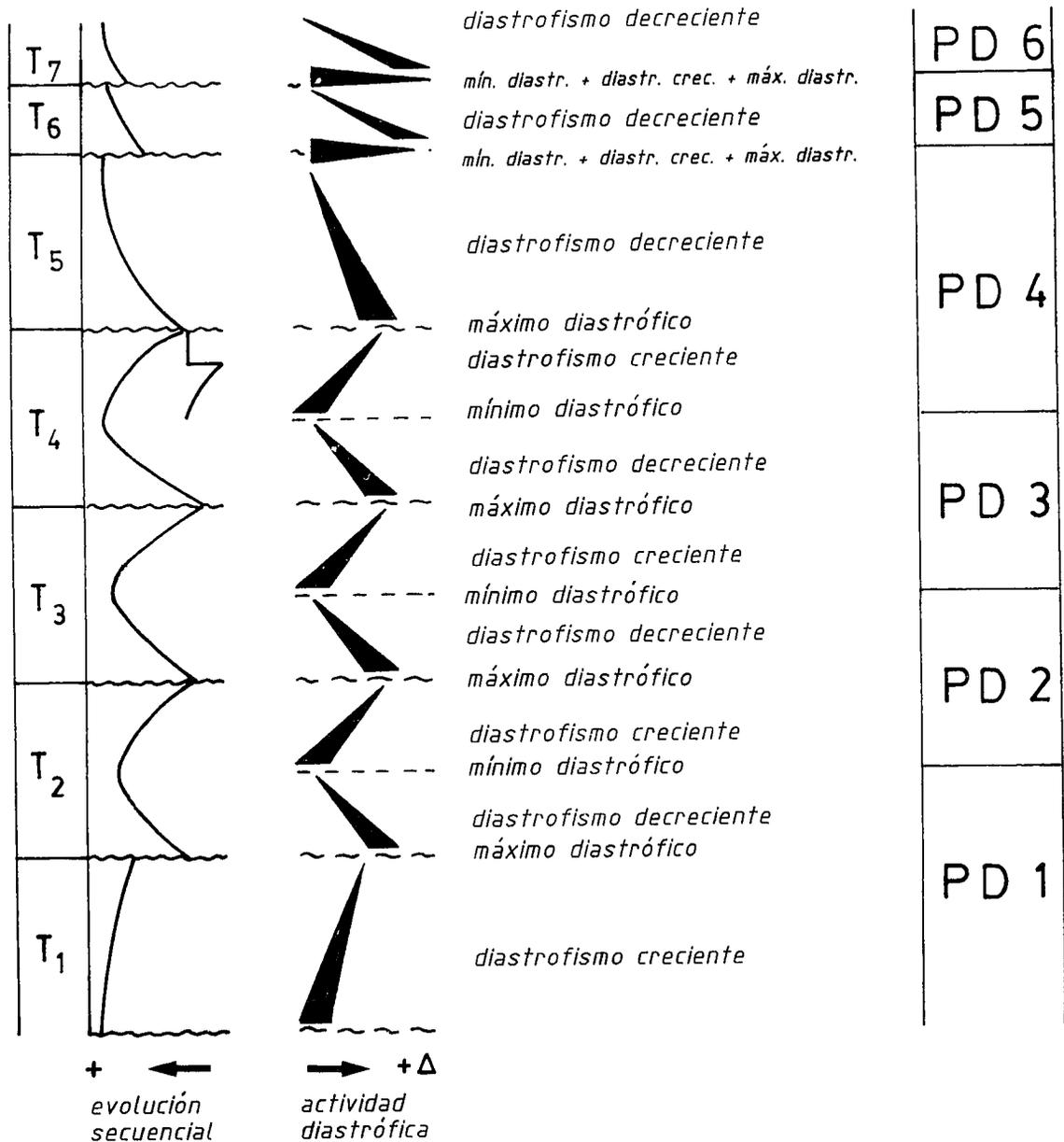


Fig. 9.- Unidades tectosedimentarias, evolución de la actividad diastrófica y periodos diastróficos en las cubetas ibéricas y borde meridional de la Cuenca del Ebro. (Según González, 1989).

Fig. 9.- Tectosedimentary units, diastrophic activity evolution and diastrophic periods in the Iberian Basins and meridional Ebro Basin edge. (After González, 1989).

de dichos efectos se perciban, independientemente de la intensidad de los mismos.

Pues bien, la correlación basada en rupturas sedimentarias y en las unidades que estas limitan, parte de una hipótesis de simultaneidad de actuación de los mecanismos alocíclicos causantes de las rupturas en un área determinada. Así las variaciones eustáticas, supuesto que sean fenómenos simultáneos a escala mundial, darán lugar a cuerpos sedimentarios correlacionables en todos los márgenes continentales pasivos, tal como proponen Vail *et al.* desde 1977.

Si el factor causante de la ruptura es la actividad diastrófica, como es el caso de los sedimentos continentales y algunas de las "secuencias estratigráficas genéticas" de Galloway (1989b), suponemos igualmente

que esta será simultánea en una determinada área geológica. ¿Qué área geológica se puede suponer razonablemente que cumple estas condiciones?. Dada la multitud de casos particulares no pueden establecerse reglas al respecto, aunque sí apuntar que tal hipótesis sería aplicable, en principio, a aquellas áreas estructuralmente uniformes o con una situación específica en el marco de una placa litosférica.

En cualquier caso, en tal área los depósitos relacionados con la actividad diastrófica causante de las rupturas, es decir, las UTS definidas entre ellas, presentarán unas características geométricas y unas evoluciones verticales y horizontales similares, por estar ligadas exclusivamente a los mismos procesos diastróficos, y por lo tanto susceptibles de utilizarse como cri-

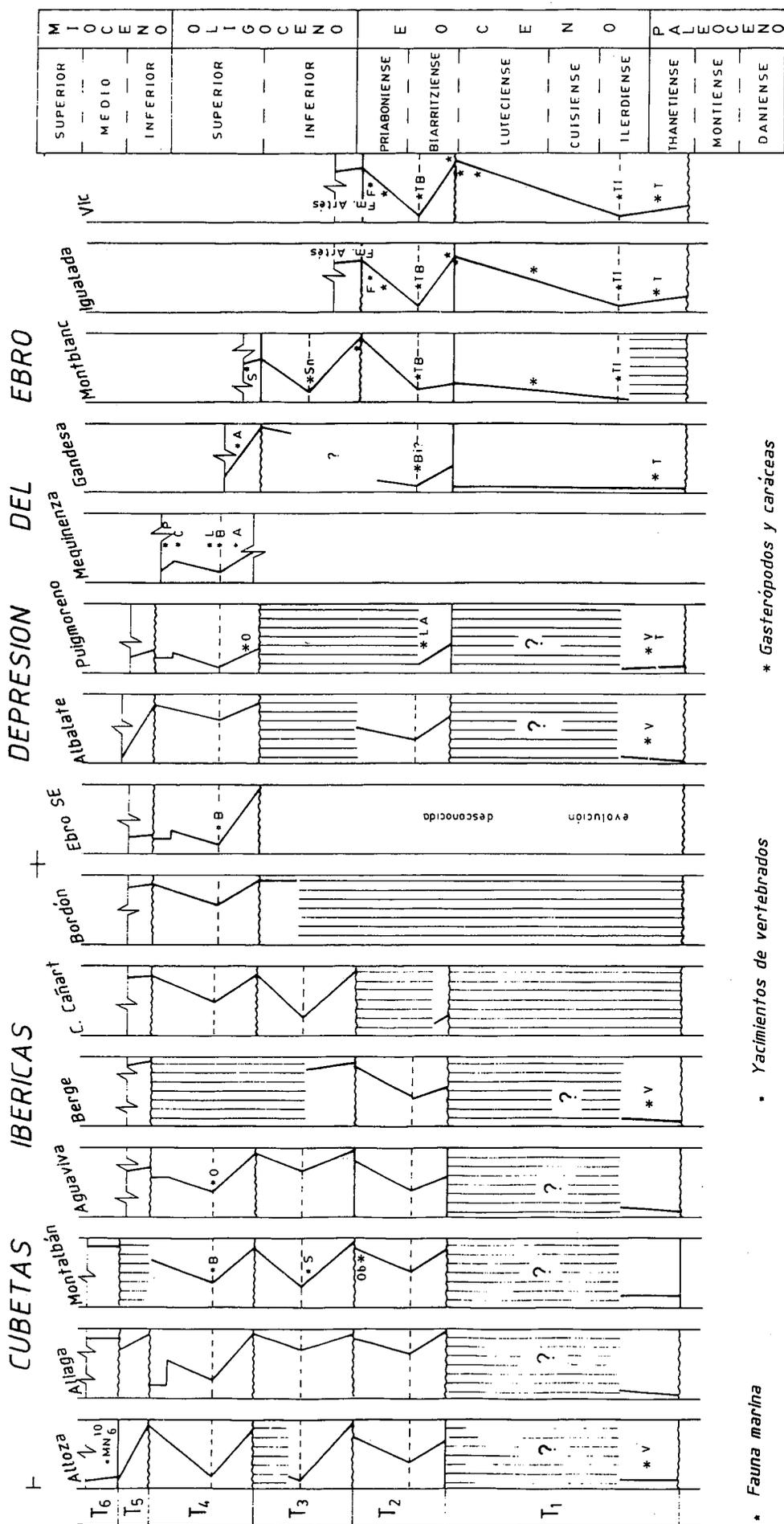


Fig. 10.- Esquema de correlación para las cubetas ibéricas marginales y área oriental de la Cuenca del Ebro. (Según González, 1989). T.- Thanetiense; V.- Vidaliella gerundensis; TI.- Máximo transgresivo Ilerdiense; L.A.- Luteciense-Auveriense; TB.- Máximo transgresivo Biarritzense; Bi.- Biarritzense; F.- Biozona de Fröhstetten; Ob.- Oligoceno basal; Sn.- Sannoisiense; S.- Stampiense; O.- Oligoceno superior; A.- Nivel referencial de Antoinet; B.- Nivel de Bonningen; L.- Nivel de La Milloque; C.- Nivel de Coderet; P.- Nivel de Paulhiac, MNI; MN.- Biozonas de Mein.

Fig. 10.- Correlation scheme in the marginal Iberian Basins and eastern area of the Ebro Basin. (After González, 1989). T.- Thanetian; V.- Vidaliella gerundensis; TI.- Ilerdian transgressive maximum; L.A.- Lutetian-Auverian; TB.-Biarritzian transgressive maximum; Bi.-Biarritzian; F.- Fröhstetten biozone; Ob.- basal Oligocene; Sn.- Sannoisian; S.- Stampian; O.- Upper Oligocene; A.- Antoinet referential level; B.- Bonningen level; L.- La Milloque level; C.- Le Coderet level; P.- Paulhiac level, MNI; MN.- Mein biozones.

* Fauna marina

* Yacimientos de vertebrados

* Gasterópodos y caráceas

terios de correlación.

Así pues, si la correlación a partir del análisis tectosedimentario se basa en la semejanza de las características geométricas y evolutivas de las UTS diferenciadas y en la identidad de sus relaciones estratigráficas (tipos de rupturas que las separan), debe descartarse la correlación de unidades que, para un marco tectónico similar (por ej. frentes activos) presenten claras discrepancias en alguna o algunas de las características reseñadas.

Esta correlación será tanto más inmediata cuanto menor sea el área geográfica considerada. De ahí que a escala de cuenca las correlaciones así establecidas sean más evidentes, en muchas ocasiones demostrables mediante criterios cartográficos, y algo más problemáticas a escala intercuenas. En este caso, y en el de cuencas extensas donde se pierde la continuidad física de las rupturas y de las UTS de unos sectores a otros, siempre puede plantearse un grado de incertidumbre sobre la bondad de la correlación establecida. Las únicas posibilidades de falsar la hipótesis dependen, a partir de este momento, de la aplicación de métodos de datación. Si la correlación establecida es buena, dichos métodos deberán mostrar el carácter isócrono de las rupturas correlacionadas, allí donde estas se manifiesten como continuidades estratigráficas.

Un ejemplo de esta aplicación del análisis tectosedimentario lo constituyen las correlaciones realizadas por nosotros para los materiales del Terciario continental de la cuenca del Ebro y cubetas Ibéricas (González *et al.*, 1988). En este trabajo se parte de la hipótesis del carácter unitario de la actividad diastrófica que estructura la Cadena Ibérica, la Costero catalana y los Pirineos durante el Paleógeno y Mioceno inferior. De ser así, tal actividad se hará notar en un ámbito espacial que abarca las cuencas terciarias situadas en el interior y en los márgenes de las mencionadas cadenas, y sus variaciones serán simultáneas en dicho ámbito. En este caso las rupturas sedimentarias tendrán dimensión intercuenal y las características evolutivas que la actividad diastrófica imprima a los sedimentos correlativos podrán utilizarse como criterio de correlación.

En el mencionado trabajo se toma como base una de las series terciarias más completas, la de la cubeta de Alloza, en la que González *et al.* (1984), definieron seis UTS fundamentales a las que se denomina, de muro a techo, como T1 a T6. Partiendo de la evolución secuencial de las mismas, se establece su correlación con otras cubetas ibéricas y el sector centro-oriental de la cuenca del Ebro. Esta correlación actualmente se ha ampliado, tal como muestra la figura 10. Pues bien, en dicho trabajo, una vez realizada la correlación de las diferentes UTS, se pudo confirmar, en base a los datos cronoestratigráficos disponibles, el valor isócrono de las rupturas de tipo 2, y el de las de tipo 1 del límite T1 - T2 y T2 - T3 allí donde éstas se manifiestan como continuidades; asimismo, se concluye que las UTS representan, para todo el ámbito estudiado, intervalos temporales concretos que quedan determinados por la diferencia de edades entre las rupturas que las limitan,

allí donde estas representan continuidades estratigráficas.

Es evidente que sería deseable disponer de más datos bioestratigráficos para confirmar la isocronía de las restantes rupturas, pero también es evidente que los existentes hasta ahora, además de datar la mayoría de ellas, permiten establecer con gran aproximación la edad de las restantes, y ninguno de tales datos contradice la hipótesis de partida.

Recientemente Pérez *et al.* (1988), han definido las UTS identificadas en el sector central del margen ibérico de la cuenca del Ebro, y ha podido comprobarse, en base a su evolución y situación estratigráfica, que las unidades N1 y N2 de los citados autores son correlacionables con las UTS T5 y T6 de nuestro esquema de correlación, con lo que la extensión de estas unida-

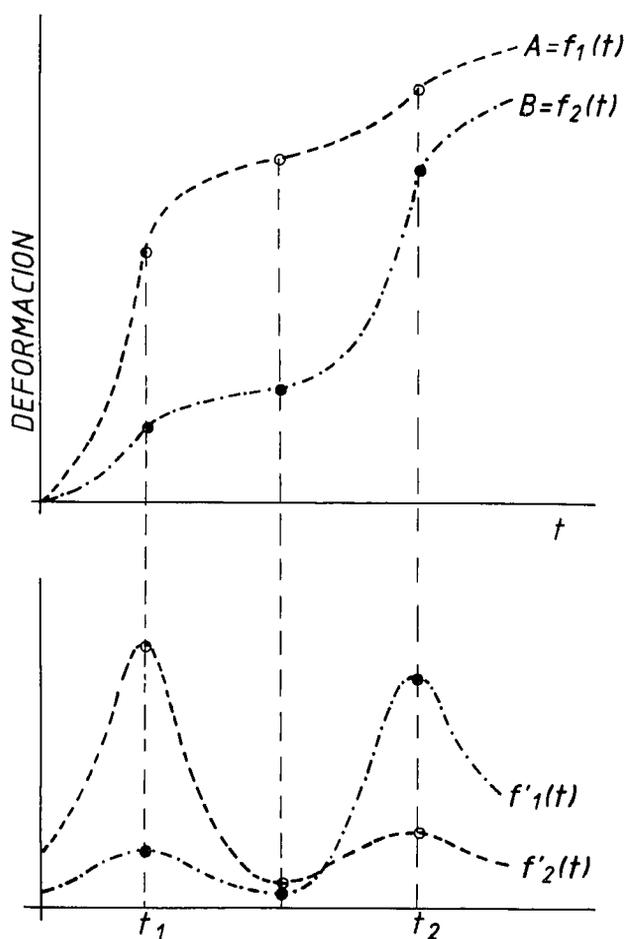


Fig. 11.-En dos localidades, la deformación es simultánea (curvas A y B) pero los "picos" en la velocidad de deformación alcanzan diferentes alturas. Puede ocurrir, en esta situación, que las espectaculares discordancias producidas en distinto momento (t_1 para la curva A y t_2 para la B) hagan pensar en una migración de la deformación y en la no sincronía de la actividad diastrófica.

Fig. 11.- In two localities deformation is simultaneous (curves A and B), but the peaks in the deformation rhythm reach different heights. In this case, the spectacular unconformities that can be formed at different moments (t_1 for curve A and t_2 for curve B) can be interpreted to have had a deformation migration and a non-synchronous diastrophic activity.

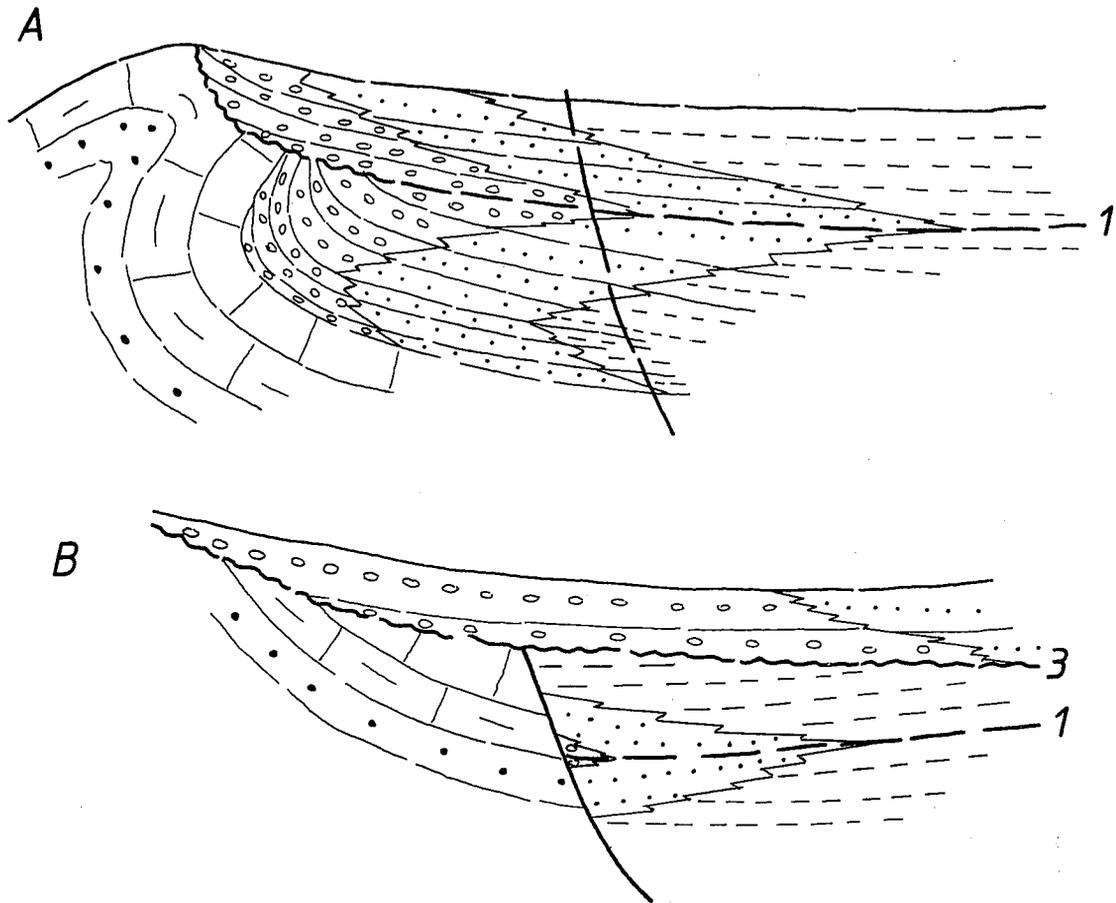


Fig. 12.- A.- En un margen de cuenca se origina una ruptura en un máximo diastrófico. En dicho margen se interpretaría una fase tectónica a partir de las relaciones geométricas de los estratos, pero en el resto de la cuenca, en sucesiones en continuidad estratigráfica, se infiere igualmente el máximo diastrófico de la evolución secuencial. B.- Un máximo diastrófico posterior da lugar a un nuevo margen de cuenca. El primitivo margen desaparece por erosión en el bloque levantado. Si no se tiene en cuenta la evolución secuencial, en un corte como el que se muestra en B sólo se da una fase, en relación con la ruptura superior de tipo 3.

Fig. 12.- A.- In one basin edge a sedimentary break in a diastrophic maximum situation is originated. At such an edge, from bed geometric relations a tectonic phase can be interpreted, but for the rest of the basin, in conformable successions, the diastrophic maximum from sequential evolution, is also inferred. B.- A later diastrophic maximum produces a new basin edge. The old edge disappears because of the erosion of the risen block. If the sequential evolution isn't considered, at a section as shows B only one phase related with the upper type-3 sedimentary break is interpreted.

des abarca todo el margen meridional de la cuenca del Ebro.

La simultaneidad de actuación de los mecanismos alocíclicos en un área determinada es independiente de la intensidad con que se manifiesten localmente en un momento determinado. En nuestra hipótesis, los máximos y mínimos de velocidad de deformación se darán a la vez en toda el área, pero la "altura" de dichos puntos puede variar de unos lugares a otros (fig. 11), por ejemplo en función de condicionantes estructurales previos. No debemos olvidar que la dirección de los esfuerzos que originan la deformación puede variar en el tiempo entre máximo y mínimo de la actividad diastrófica. Esto hace que la situación y orientación de los frentes activos de las cuencas puedan variar de un periodo diastrófico a otro (González, 1989).

Así pues, un máximo en la velocidad de deforma-

ción sólo será evidente en un punto a partir de que alcance un determinado "grado", pudiendo quedar inadvertidos aquellos cuyo grado (altura de pico) no alcance el mínimo necesario para mostrar su evidencia.

Sin embargo, debemos hacer notar que la actividad diastrófica se reconoce en sus sedimentos correlativos tanto por la evolución geométrica como por la evolución secuencial que imprime en ellos. El reconocimiento de la evolución geométrica (*off y onlaps*, extensión y retracción) sólo puede hacerse en puntos concretos de los márgenes o interior de la cuenca, en relación de proximidad con las estructuras originadas por el proceso diastrófico. Por el contrario, la evolución vertical de los materiales permite inferir la actividad diastrófica no sólo en esos puntos donde la deformación es visible, sino a lo largo de todos los sistemas sedimentarios, ya que la evolución espacio-temporal de estos

está controlada por la actividad diastrófica, lo que hace que dicha evolución pueda identificarse a lo largo de la totalidad o de una gran parte de la extensión de la cuenca (figs. 7 y 12).

De no tener en cuenta estos hechos puede llegarse a un concepto erróneo de migración de las fases tectónicas en el tiempo, al situar estas únicamente a partir del reconocimiento de relaciones geométricas (discordancias) y facies groseras que hoy todavía se conservan, en relación con aquellos puntos de los márgenes de cuenca que han sufrido deformación máxima. Se desprecia así aquellos otros máximos diastróficos, inferibles de la evolución vertical, cuyas discordancias marginales se han perdido en ese mismo punto de la cuenca debido a erosión posterior (fig. 12). Pero si estos otros máximos son aparentes como discordancias de borde en otro punto de la cuenca se habla de migración en el tiempo de la deformación, dando un sentido de no isocronía a la actividad diastrófica.

En este concepto, se desprecian los mínimos de actividad diastrófica, cuando estos también determinan rupturas. Pero a diferencia con los máximos, estas rupturas únicamente se pueden evidenciar a partir de la evolución vertical del relleno sedimentario. Sin embargo, tienen la ventaja sobre los máximos de actividad de que su registro coincide con inflexiones en la evolución secuencial dentro de sucesiones en continuidad estratigráfica, y por tanto representan líneas isócronas en toda su extensión. Esta situación hace que pueda conocerse mejor la exacta duración de un período diastrófico que la de una "fase tectónica" o máximo en la velocidad del diastrofismo. De hecho, es más factible datar un período diastrófico, ya que sus límites, por corresponder a mínimos de la actividad tectónica, son los momentos de mayor expansión de facies lutíticas o químicas, más aptas para contener fósiles.

10. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

De todo lo anteriormente expuesto, creemos que pueden extraerse las siguientes conclusiones y proposiciones:

-Discontinuidad y ruptura sedimentaria son conceptos independientes.

-El término ruptura tiene tanto el sentido de salto o interrupción como el de romper con la tendencia previa mediante una inflexión o un cambio de signo.

-Las rupturas se originan en los momentos de máximos y mínimos relativos en la velocidad del proceso alo-

cíclico que condiciona el relleno de las cuencas.

-Sobre afloramientos, las variaciones en el ritmo de tales procesos se infieren del análisis de la evolución vertical y horizontal de los sedimentos.

-Todas las unidades genéticas en que puede dividirse el relleno de una cuenca, cualquiera que sea su concepto y el método para diferenciarlas, tienen sus límites en rupturas sedimentarias. El concepto de ruptura es independiente del carácter marino o continental del sedimento.

-En consecuencia, se propone utilizar siempre rupturas sedimentarias (tanto el término como el concepto) para establecer divisiones en el relleno sedimentario de una cuenca.

-Una UTS es un conjunto tridimensional de facies comprendidas en un intervalo cronoestratigráfico invariable, de forma que ningún material o acontecimiento deducido para una UTS puede correlacionarse con materiales o acontecimientos de otra UTS. Las UTS representan unidades de evolución paleogeográfica de la cuenca genéticamente vinculadas a procesos alocíclicos, pero a raíz del uso de otras unidades genéticas quizá fuera conveniente reservar el término de UTS para las unidades de evidente origen tectónico.

-La correlación de unidades genéticas está limitada al dominio en que el proceso alocíclico que las genera actúa simultáneamente. La correlación mediante UTS se basa en la similitud de su evolución secuencial y está limitada al dominio en que los máximos y mínimos en el ritmo del diastrofismo sean sincrónicos, no debiendo asimilarse esta sincronía a igual intensidad en la deformación, ni a identidad en la facies ni en las estructuras originadas por ella.

-Se debería estudiar la conveniencia de utilizar los términos "análisis" y "tectosedimentario", el primero para designar una metodología que requiere de una síntesis estratigráfica previa, y el segundo para indicar la división de una cuenca en unidades cuyo origen puede estar en mecanismos alocíclicos distintos del tectónico. Quizá esta y otras metodologías existentes pudieran agruparse en el término "análisis de cuencas mediante unidades genéticas".

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los profesores P. Santanach y J.A. Vera la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias realizadas al mismo.

El presente trabajo ha sido realizado dentro del proyecto núm. 0826/84 de la CAICYT.

BIBLIOGRAFÍA

- Bull, W.B. (1977): The alluvial fan environment. *Progr. Phys. Geogr.*, 1: 222-270.
- Delfaud, J. (1969): *Essais sur la géologie dynamique du domaine Aquitano-Pyreneen durant le Jurassique et le Cretace inferieur*. Tesis Univ. Bordeaux.

- Delfaud, J. (1972): Application de l'analyse sequentielle a l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sedimentaire. L'exemple du Jurassique et du Cretace inferieur de l'Aquitaine. *Mem. B.R.G.M. Fr.*, 77: 593-611.
- Delfaud, J. (1974): Typologie scalaire des sequences sedimen-

- taires en fonction du milieu de depot. *Bull. Soc. Geol. France.*, 16: 643-650.
- Galloway, W.E. (1989a): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73: 125-142.
- Galloway, W.E. (1989b): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis II: Applications to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 73: 143-154.
- Garrido-Megías, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*, Tesis Univ. de Granada. 395 p.
- Garrido-Megías, A. y Villena, J. (1977): El Triás Germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial, *Cuad. Geol. Iberica*, 4: 37-56.
- González, A. (1989): *Análisis tectosedimentario del terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales*. Tesis Univ. Zaragoza. 507 p.
- González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas, *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios: 175-184.
- González, A., Pardo, G., Villena, J. y Pérez, A. (1984): Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la cubeta de Alloza (prov. Teruel), *Bol. Geol. Min.*, 95: 407-428.
- Goodwin, P.W. y Anderson, E.J. (1985): Punctuated Aggradational Cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation, *Jour. Geol.*, 93: 515-533.
- Guimerá, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 600 P.
- Megías, A.G. (1982): Introducción al análisis tectosedimentarios: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Act. V Congr. Latinoamericano de Geol.*, I: 385-402.
- Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic stratigraphy- Applications to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, Ed), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26: 53-62.
- Morner, N.A. (1980): Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In: *Earth rheology isostasy and eustasy*, (N.A. Morner, Ed.) John Wiley: 535-553.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J. y Arenas, C. (1988): Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*, (A. Pérez, A. Muñoz y J.A. Sánchez, Eds.) Univ. Zaragoza, 7-20.
- Puigdefábregas, C., Muñoz, J.A. y Marzo, M. (1986): Thrust belt development in eastern Pyrennes and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.) *Spec. Publ. I.A.S.*, 8: 229-246.
- Riba, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo Catalán) ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hisp.*, 8: 90-99.
- Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation, *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Riba, O. (1989): Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. En: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.) *Colección nuevas tendencias*. C.S.I.C., 2: 489-522.
- Simón, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.
- Stow, D.A., Howell, D.G. y Nelson, C.H. (1985): Sedimentology, tectonic, and sea-level controls. In: *Submarine fans and related turbidite systems* (A.H. Bouma, W.R. Normak, y N.E. Barnes, Eds.) Springer Verlag, Amsterdam. 15-34.
- Vail, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: *Atlas of seismic stratigraphy* (A.W. Bally, Ed.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol.*, 27: 1-10.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Todd, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation* (I.S. Schlee, Ed.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 36: 129-137.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, Ed), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26: 83-98.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M. Jr., Posamentier, R.H. y Vail, P.R. (1987): Key definitions of sequence stratigraphy. In: *Atlas of seismic stratigraphy* (A.W. Bally, Ed.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol.*, 27: 11-14.

NOTA: Garrido-Megías, A. y Megías, A.G., son la misma persona.

Recibido 14 de julio de 1989
Aceptado 15 de septiembre 1989

COMENTARIOS AL ARTÍCULO "CONTRIBUCIÓN A LOS CONCEPTOS Y A LA APLICACIÓN DEL ANÁLISIS TECTOSEDIMENTARIO. RUPTURAS Y UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS COMO FUNDAMENTO DE CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS" de G. PARDO, J. VILLENA y A. GONZÁLEZ.

P. Santanach

1. Los autores, después de un detallado análisis concluyen que hay coincidencia conceptual entre UTS y secuencia deposicional, así como entre análisis tectosedimentario y estratigrafía secuencial (pp. 200 y 207), opinión compartida por Riba y Santanach (véanse los respectivos trabajos en este volumen).

2. En el artículo comentado se consideran los procesos alocíclicos causantes de las rupturas que delimitan las UTS como debidos a causas complejas que son "manifestaciones de las verdaderas causas alocíclicas primarias" (p. 203), que serían el clima, la tectónica y las deformaciones de geoide. Dada la complejidad de las interacciones existentes, constatan la tendencia a simplificar la realidad por parte de los investigadores que se han ocupado de estos temas. Sin embargo, en las "cuencas continentales, aisladas de la influencia marina directa encontramos los problemas simplificados, no de forma artificial, sino real. En estas cuencas es posible aislar el factor tectónico y discriminar el factor climático a través del análisis de facies" (p. 203). La originalidad de este trabajo (de otros anteriores de los mismos autores) radica

en la aplicación de los conceptos del análisis tectosedimentario a cuencas continentales, aisladas de la influencia marina directa, con el fin de analizar la influencia de la tectónica en la sedimentación, evitando la interferencia de otros factores alocíclicos. Es por ello que centraré los comentarios en algunos puntos que se refieren a esta aplicación.

3. En contraste con la minuciosidad de tratamiento que reciben las rupturas y la organización de las UTS, *el factor tectónico es tratado con gran imprecisión*. Para referirse a él suele emplearse el término “diastrofismo” y “actividad diastrófica”. En el contexto del trabajo comentado, “diastrofismo” y “actividad diastrófica” corresponderían al conjunto de la actividad tectónica, es decir a algo así como el sumatorio de todos los procesos que dan lugar a todas las estructuras, concepto que estaría de acuerdo con el original, definido por Gilbert en 1890. El cambio de polaridad (paso de aceleración a deceleración y viceversa) de dicha “actividad diastrófica” daría lugar a las rupturas que limitan las UTS. De acuerdo con este concepto de “actividad diastrófica” y con la relación expuesta entre ésta y las rupturas sedimentarias, dichas rupturas sedimentarias no tienen por qué coincidir con una ruptura local relacionada con estructuras concretas. No obstante, en todos los ejemplos (figuras) del artículo, las rupturas cuencales se hacen coincidir con estructuras individuales y al hablar de la actuación de dichas estructuras individuales, también se habla de “actividad diastrófica”. La vaguedad del significado del término “diastrofismo” es utilizada, en la práctica, para cambiar, no siempre justificadamente, de escala en los razonamientos.

Hay que tener en cuenta que la actividad tectónica (o “diastrófica”) se traduce en estructuras completas que, al desarrollarse, introducen modificaciones en el relieve, influyendo de esta manera en la sedimentación, es decir en la génesis de las UTS.

4. Algunos comentarios al “significado tectónico de las rupturas” (p. 213): Los *offlap-onlap* rotatorios (rupturas de tipo 1) son, en términos estructurales, pliegues atenuados sinsedimentarios, y por lo tanto parece razonable atribuirlos a situaciones compresivas. Lo importante es delimitar las dimensiones del área afectada por la compresión. En una situación extensiva, junto a una falla, cuyo plano se verticalice en profundidad, pueden formarse *offlap-onlap* rotatorios que reflejan la compresión local condicionada por la geometría del plano de fallas. Las rupturas de tipo 3 “son consecuencia de un crecimiento de la actividad diastrófica instantáneo a escala del tiempo geológico... este fenómeno sólo es factible en situaciones de deformación frágil... Este tipo de deformaciones se puede conseguir tanto bajo un régimen tectónico compresivo como distensivo... No obstante... resultan más adecuados los regímenes tectónicos distensivos pues en esta situación la relación entre deformación frágil/deformación dúctil resulta mucho más elevada que bajo regímenes tectónicos compresivos en los que la deformación dominante es dúctil”. Ante este razonamiento, sólo recordar que el comportamiento frágil o dúctil de las rocas depende fundamentalmente de las condiciones de presión y temperatura en que tiene lugar la deformación y no del régimen tectónico; también que los cabalgamientos que se desarrollan en las coberteras de las cordilleras y cuyo desarrollo tan grandemente influye en la sedimentación de las cuencas de antepaís, como la cuenca del Ebro p. ej., son estructuras esencialmente frágiles.

Los autores constatan que las rupturas de tipo 3 son, estratigráficamente, las más altas observadas, mientras que las de tipo 1, de origen compresivo, se encuentran en las unidades inferiores. ¿En qué cuenca terciaria de la región estudiada por González (1989) se observa un límite de cuenca constituido por una falla normal como el esquematizado en la fig. 8?. Tanto en los mapas como en los cortes que le acompañan (González 1989) los límites de las cuencas están constituidos por cabalgamientos o fallas inversas y por contactos discordantes. No se observa en ellos ninguna falla normal en contacto con los materiales terciarios.

Parece interesante el intento de relacionar el tipo de rupturas sedimentarias con los regímenes tectónicos durante los cuales se formaron. No obstante, como indican los autores (p. 213) este aspecto, lo están todavía desarrollando. A mi juicio, los resultados presentados no están suficientemente argumentados, como he intentado mostrar en las notas precedentes.

Creo conveniente recordar que el reflejo directo de los regímenes tectónicos son las estructuras de deformación y que las variaciones en el proceso sedimentario son, en todo caso, un reflejo indirecto de dichos regímenes mediatizado por el desarrollo de las estructuras.

5. “Las rupturas sedimentarias que delimitan UTS tienen, por definición una extensión cuencial” (p. 209). Por otra parte “si el factor causante de la ruptura es la actividad diastrófica, como en el caso de los sedimentos continentales..., suponemos... que ésta será simultáneamente en una determinada área geológica” (p. 214). Esto significa que habrá un sincronismo de los cambios de aceleración a deceleración (y viceversa) de la “actividad diastrófica”, que no se traduciría necesariamente en la sincronía de la actividad de estructuras individuales, cuya diacronía es aceptada por la comunidad geológica. Esta sincronía afectaría áreas suficientemente extensas, capaces de ocasionar rupturas, como mínimo cuencales.

Esta idea supone en cierta manera un “neostilleismo”, en el que el sincronismo de las fases tectónicas de corta duración es sustituido por el sincronismo de los cambios de aceleración a deceleración (y viceversa) de la “actividad diastrófica”, hecho éste que se traduciría en el sincronismo, en amplias áreas, de las rupturas sedimentarias, en particular en las cuencas aisladas de la influencia marina, donde el factor tectónico es el condicionante fundamental en la génesis de las rupturas sedimentarias.

Este sincronismo de las rupturas sedimentarias cuencales en cuencas aisladas del mar (endorreicas) no ha sido confirmado hasta la actualidad. Los mismos autores del trabajo comentado discuten las dificultades (p. 210 y 211) que presentan para confirmar el carácter cuencial de las rupturas.

El único método de confirmar la sincronía de rupturas sedimentarias para poder considerarlas cuencales es la aplicación de métodos de datación.

6. Los autores citan como ejemplo de confirmación, mediante métodos de datación, del carácter cuencial de las rupturas los resultados obtenidos en las cuencas intramontañosas de la Cordillera Ibérica próximas a la Cuenca del Ebro y la misma Cuenca del Ebro. No obstante conviene realizar algunas consideraciones al respecto.

La Cuenca del Ebro sólo ha estado aislada del mar (endorreica) durante el Oligoceno y la mayor parte del Mioceno, por lo que las rupturas de edad paleocena y eocena pudieron haber sido fuertemente condicionadas por las variaciones del nivel del mar, incluso en las partes de la misma donde la sedimentación tuvo carácter continental, pues el nivel de base estaba condicionado por el nivel del mar. Por lo tanto las rupturas de estas edades, aunque sincrónicas, no son demostrativas del sincronismo de la “actividad diastrófica”. Para confirmar el sincronismo de los cambios de polaridad de la “actividad diastrófica” a nivel cuencial, en la cuenca del Ebro, habría que mostrar, mediante dataciones, el sincronismo de las rupturas oligocenas y miocenas de **todos** los márgenes de la cuenca. Téngase presente que las estructuras de mayor envergadura de los bordes de la Cuenca del Ebro se encuentran en los Pirineos, y quiero suponer que ello significa que en este borde se desarrolló una mayor “actividad diastrófica” que en los otros márgenes. Si se quiere investigar la influencia de la tectónica (o “actividad diastrófica”) en la sedimentación de la Cuenca del Ebro no puede “olvidarse” la tectónica de los Pirineos. Al fin y al cabo, la Cuenca del Ebro no es más, esencialmente, que la cuenca de antepaís meridional de los Pirineos.

7. Así pues, **el sincronismo de los cambios de polaridad de la “actividad diastrófica” a la escala de una cuenca de las dimensiones de la del Ebro es una hipótesis que no ha sido, de momento, confirmada**. Por lo tanto, la utilización de las rupturas sedimentarias como herramienta de correlación en cuencas endorreicas (continentales, aisladas de la influencia del mar) no está justificada. Menos aún, las correlaciones intercuencales entre cuencas de estas características.

RÉPLICA A LOS COMENTARIOS DEL DR. SANTANACH SOBRE EL ARTÍCULO "CONTRIBUCIÓN A LOS CONCEPTOS Y A LA APLICACIÓN DEL ANÁLISIS TECTOSEDIMENTARIO. RUPTURAS Y UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS COMO FUNDAMENTO DE CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS"

G.Pardo, J.Villena y A.González

1. Resulta totalmente inevitable, por definición, que las rupturas de tipo 1 coincidan en los márgenes de las cuencas con discordancias sintectónicas. Pero de ningún modo las hacemos coincidir, sino que cartográficamente coinciden. Por nuestra parte, cuando realizamos el análisis tectosedimentario y observamos a escala de cuenca un cambio de signo en la evolución secuencial de granocreciente a granodecreciente, pero no reconocemos en los bordes una discordancia sintectónica correlativa, a priori no la consideramos como ruptura de tipo 1 (González, 1989) porque ¿quién garantiza que está generada por variaciones de la actividad diastrófica y no por variaciones climáticas? Lo cual no quiere decir que todas las discordancias sintectónicas presentes en los márgenes sean rupturas sedimentarias ya que muchas de ellas no se manifiestan en el interior de la cuenca como cambios de signo en la evolución secuencial (ver al respecto fig. 7 de Pardo *et al.*, en este volumen).
2. Es cierto que la falla normal esquematizada en la fig. 8 de Pardo *et al.*, en este volumen no es una falla vista, pero sí es real tanto el dispositivo geométrico en *onlap* como la evolución vertical granocreciente. No creemos que constituya una aberración científica intentar interpretar unos hechos observados; tal vez la interpretación no sea la única correcta, pero si existiera bajo la cobertera una falla normal, provocaría los hechos observados en los materiales terciarios.
3. Las rupturas que hemos identificado en los materiales marinos de la Depresión del Ebro tal vez puedan estar condicionadas por variaciones relativas del nivel del mar, pero no debemos olvidar que los márgenes de la cuenca del Ebro durante el Terciario no son un claro ejemplo de márgenes pasivos sino todo lo contrario, por lo que las rupturas sedimentarias deben estar condicionadas por relaciones mucho más complejas que en los márgenes pasivos. En márgenes activos la actividad diastrófica puede jugar un papel importante provocando además grandes variaciones en la tasa de aportes.
4. En materiales de origen estrictamente continental, la ruptura de tipo 2 (intra oligocena superior, ver fig. 10 de Pardo *et al.*, en este volumen) ha sido datada en Montalbán (yacimiento de Vivel del Río) en Aguaviva (yacimiento de Santa Flora) y en el borde S de la Depresión del Ebro (yacimientos de las Torcas, Torre de Compte y Mequinenza); por lo que existen rupturas de inequívoco origen tectónico cuya sincronía está demostrada a escala de nuestra área, lo cual no quiere decir que sean sincrónicas ni a escala global ni tan siquiera a escala de placa. Estamos satisfechos, por el momento, de su sincronía en tres cuencas diferentes.
5. Para finalizar queremos agradecer al Dr. Santanach su espíritu crítico que nos obliga a esmerarnos en la aplicación de la metodología. Consideramos que con los datos obtenidos hasta el momento podemos utilizar las rupturas sedimentarias como criterio de correlación en las cuencas estudiadas (enumeradas en la fig. 10 de Pardo *et al.*, en este volumen), ello no quiere decir que obligatoriamente en todas las cuencas terciarias de la placa ibérica tengan que identificarse las mismas rupturas en la misma posición temporal. En nuestro ánimo está estudiar la totalidad de la cuenca del Ebro; tal vez no avancemos con la rapidez deseada incluso por nosotros mismos, no obstante, cuando lleguemos a su margen pirenaico la comunidad científica conocerá los resultados de nuestros trabajos, al igual que los ha conocido hasta el momento. Es evidente que si se aplicara con mayor asiduidad el análisis tectosedimentario a estas cuencas endorreicas conoceríamos bastante más sobre sus aspectos más problemáticos.