

Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno: cuenca de antepaís surpirenaica)

Miguel López Blanco

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

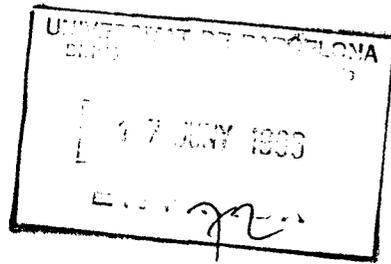
ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



UNIVERSITAT DE BARCELONA

Departament de Geologia Dinàmica,
Geofísica i Paleontologia



Facultat de Geologia
Zona Universitària de Pedralbes
Tel. 402 13 76
Fax 402 13 40
08071 Barcelona

ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL DE SISTEMAS DELTAICOS EN CUENCAS DE ANTEPAIS: EJEMPLOS DE SANT LLORENÇ DEL MUNT, MONTSERRAT Y RODA (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica)

Memoria realizada por Miguel LÓPEZ BLANCO en el Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia de la Facultat de Geologia de la Universidad de Barcelona, dirigida por los doctores Mariano Marzo Carpio, del mencionado departamento y Luís Pomar Goma del Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears, para optar al grado de Doctor en Geología.

Barcelona, Junio de 1996

Los directores:

Mariano Marzo Carpio

Luis Pomar Goma

El doctorando, Miguel López Blanco

5)SECUENCIALIDAD

5.1)INTRODUCCIÓN

La "Roda Formation" de Cuevas et al. (1985), en el valle del Isábena, está representada por una secuencia de tendencia general regresiva de unos 350 metros de potencia. Esta secuencia se puede subdividir en otras dos de menor entidad. La inferior, que muestra una tendencia de tipo regresivo-transgresiva, se corresponde con la *Formación de Areniscas de Roda* Tosquella (1988); mientras que la parte superior, de tendencia regresiva, se corresponde con el *Complejo detrítico superior* de Tosquella (1988) (ver tabla II).

Nio y Yang (1991) indican la existencia de tres órdenes diferentes de ciclicidad que afectan a la Arenisca de Roda (fig. R.17).

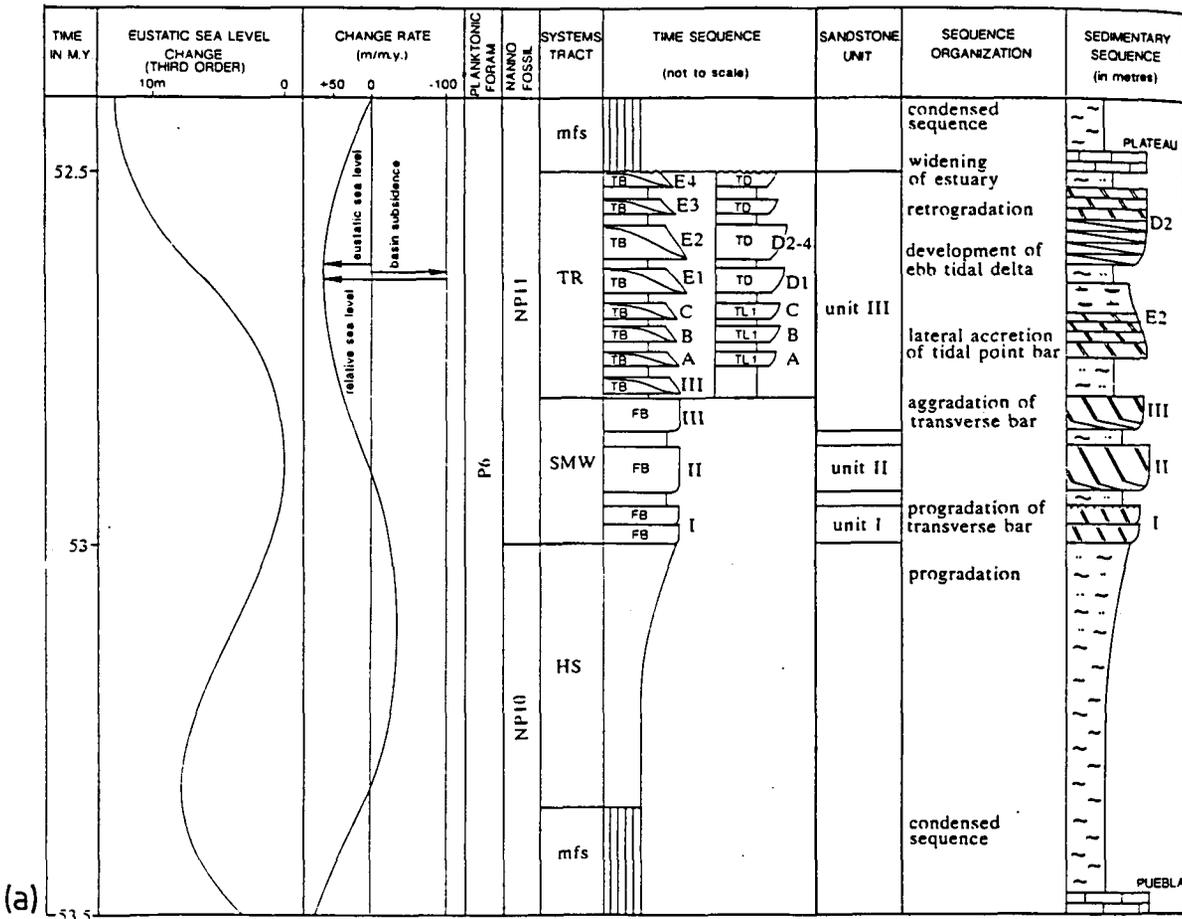
Esta ciclicidad, según los autores, estaría relacionada con los ciclos eustáticos de Vail (1987) (Fig. R.18) y los de Milankovitch. La caliza de la Puebla se correspondería con una sección condensada mayor y las margas que la sobreyacen conformarían el "highstand systems tract" de un ciclo de tercer orden de Vail (1987). La entrada de areniscas en esta cuenca, marcada por la base de la unidad I (W de Tosquella, 1988), significaría un límite de secuencia relacionado con una bajada del nivel del mar de 34 m/Ma. Al ser la subsidencia de 100 m/Ma, el límite de secuencia generado es de tipo II. Sobre este límite de secuencia se deposita un "shelf margin systems tract" que se corresponde con las unidades I, II y III de estos autores (X, Y y Z1 de Tosquella 1988), siendo el primer cortejo del ciclo T.A. 2.5.

Figura R.17. a) Esquema resumen de la Arenisca de Roda mostrando su desarrollo secuencial. "Time sequence" se refiere a la secuencia de deposición de unidades arenosas en el tiempo. "Sedimentary sequence" se refiere a la secuencia preservada en sedimentos. 1=calizas; 2=margas; 3=margas arenosas; 4="cosets" con estratificación cruzada de "megaripples"; 5= estratificación cruzada de gran escala y alto ángulo; 6=estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo; 7=laminación cruzada de pequeños ripples; 8=estructuras "flaser"; HS=cortejo de nivel alto; TR=cortejo transgresivo; SMW=cortejo de cuña de borde de plataforma; mfs=superficie de máxima inundación.

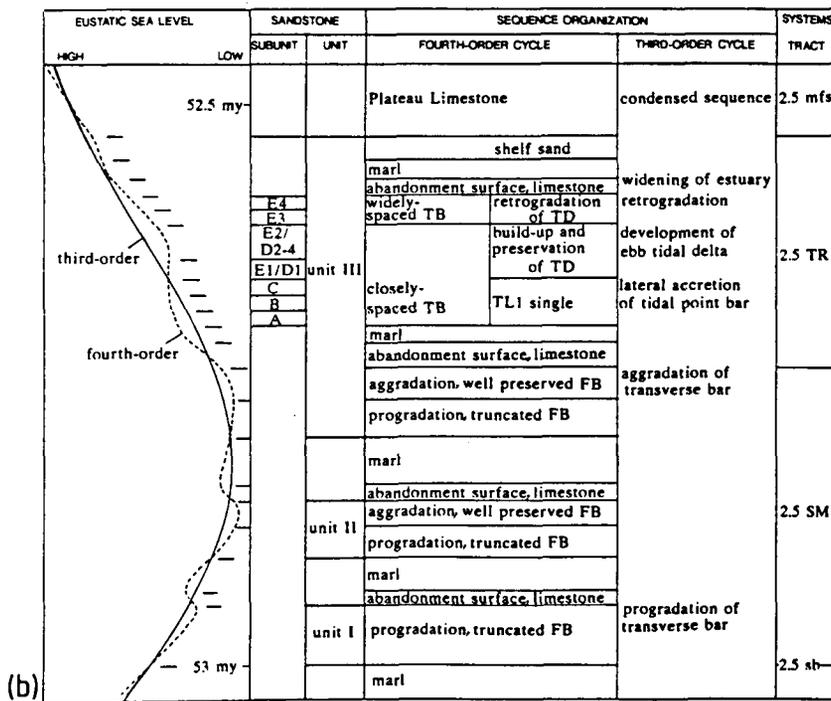
b) Fluctuaciones eustáticas de tercer y cuarto orden y su relación con el desarrollo secuencial de las unidades de la Arenisca de Roda. La curva eustática es la de Haq et al. (1987). La curva eustática de cuarto orden se basa en los análisis secuenciales de la Arenisca de Roda (Nio y Yang, 1991).

a) Summary chart showing the sequence stratigraphic development of the Roda sandstone. Time sequence refers to the sequence of the deposition of sand units in time. Sedimentary sequence refers to the preserved sequence in depth. 1=limestone; 2=marl; 3=silty marl; 4=megaripple crossbedding cosets; 5=large, high-angle, cross-bedding; 6=large, low-angle, cross-bedding; 7=small-scale, ripple cross-lamination; 8=flaser bedding; HS=highstand systems tract; TR=transgressive systems tract; mfs=maximum flooding surface.

b) Third- and fourth-order eustatic sea-level fluctuations and the sequence stratigraphic development of the Roda Sandstone units. The third-order eustatic curve is based on Haq et al. (1987). The fourth-order eustatic curve is based on sequence stratigraphic analyses of the Roda Sandstone Member (Nio & Yang, 1991).



(a)



(b)

En este cortejo tenemos los depósitos de "transverse sand bar". Cada una de las tres unidades compuestas por este tipo de facies correspondería a un ciclo de cuarto orden.

Estas barras son de tipo compuesto, reflejando cada episodio de crecimiento-abandono los ciclos de quinto orden. El "transgressive systems tract" está constituido por depósitos de "tidal point bars" y "tidal delta lobes" localizados por debajo de la "plateau limestone". En este cortejo los ciclos de cuarto orden estarían marcados por tres partes diferenciadas: a) durante el inicio de la caída del nivel del mar el sedimento era atrapado en el estuario, dando lugar a "tidal point bars" y lóbulos de delta mareal aislados; b) al final de la caída se asiste a un incremento del suministro de sedimento en la desembocadura, existiendo corrientes mareales bien canalizadas; c) durante la subida del nivel del mar tiene lugar una acreción lateral espaciada y la retrogradación del delta mareal. El período ocupado por el "shelf margin systems tract" y el "transgressive systems tract" del ciclo TA 2.5 es de unos 0,5 Ma. el cuarto orden parece comparable con los ciclos de 100.000 años de Milankovitch, mientras que los de quinto orden estarían ligados a los de 40.000 y 20.000 años (siempre según Yang y Nio, 1991).

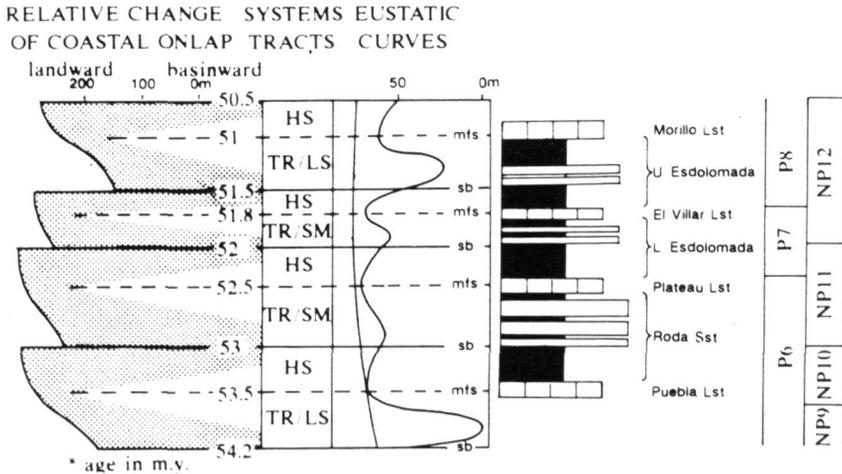


Figura R.18. Columna estratigráfica esquemática del Eoceno inferior del valle del Isábena, en la que se muestran las secuencias y cortejos (*sensu* Vail, 1987) en la escala temporal. Las curvas eustática y la de "onlap" costero han sido tomadas de Vail (1987) (Nio y Yang, 1991).

Schematic stratigraphic section of part of the Lower Eocene in the Isabena valley, showing sequences and systems tracts in geological time. Systems tracts follow the definition of Vail (1987). Relative change of coastal onlap and the eustatic curves follow Vail (1987) (Nio & Yang, 1991).

Dentro de la Formación de Areniscas de Roda, objeto de nuestro estudio, se han diferenciado seis unidades principales denominadas U, V, W, X, Y y Z (López Blanco et al., 1990), basadas en la subdivisión de Tosquella (1988). Estas unidades menores están representadas por las diferentes cuñas arenosas separadas por intervalos margosos (figs. R.13, R.14 y R.15).

La Formación de Areniscas de Roda se caracteriza por una arquitectura deposicional compleja, resultado de la superposición de quince prismas

terrágenos separados por intervalos transgresivos (carbonáticos o no) (fig. R.19).

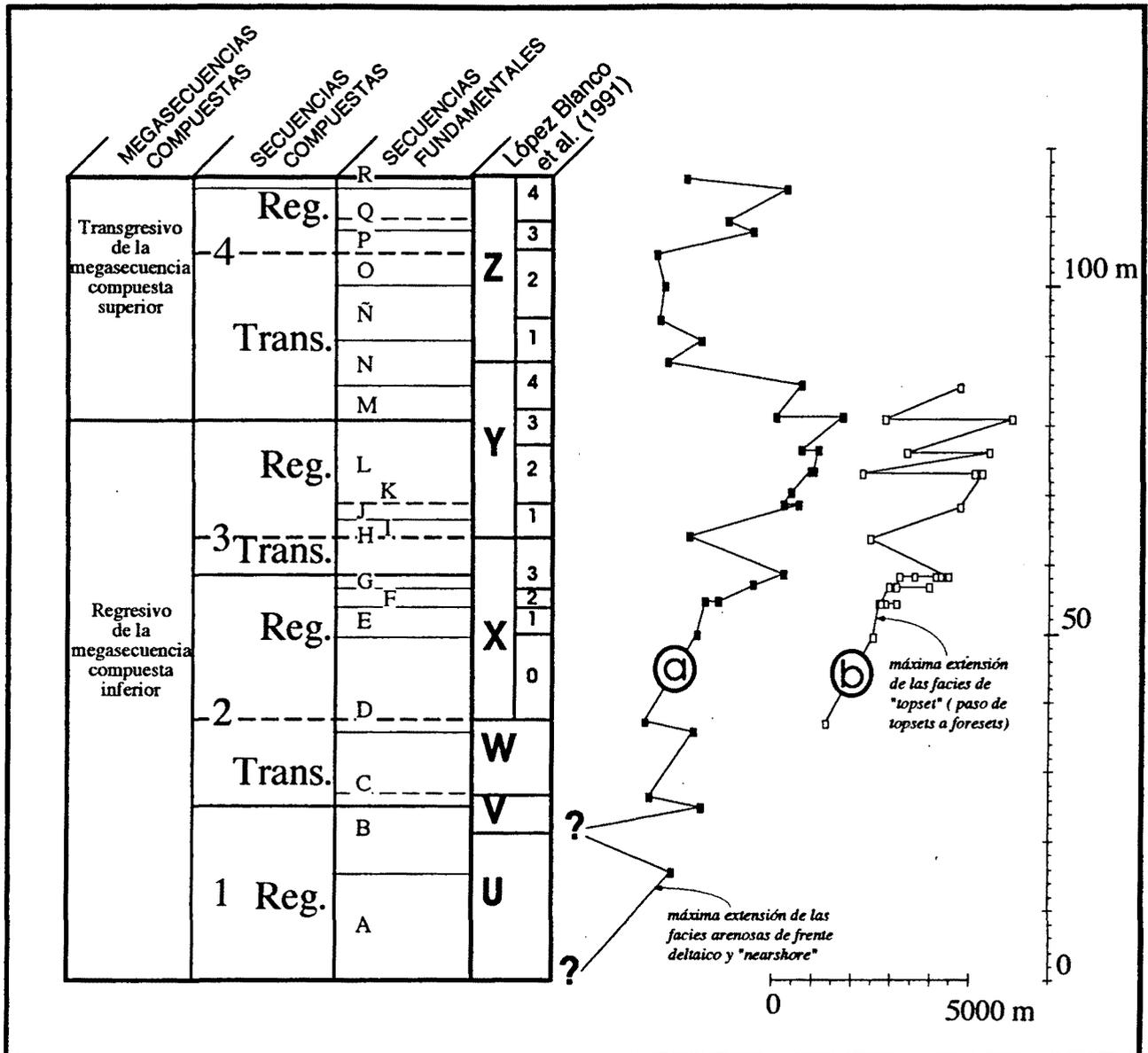


Figura R.19. Esquema donde se muestra la relación entre el avance y retroceso de la máxima extensión alcanzada por las facies arenosas de frente deltaico-"nearshore" y la máxima extensión hacia cuenca de las facies de "topset" (medidas a partir de la sección de la vertiente este del río Isábena). También se muestran las secuencias fundamentales, secuencias compuestas y megasecuencias compuestas definidas en este trabajo y las unidades definidas por López Blanco et al. (1991) basadas en el trabajo de Tosquella (1988).

Relation between the advance and retreat of the maximum basinward extension of the nearshore-delta front facies and the maximum basinward extension of the topset facies (measured in the eastern Isábena river section). Fundamental sequences, composite sequences, and composite megasequences defined in this work, as well as the units defined by López Blanco et al. (1991), following the study of Tosquella (1988).

En la sucesión de la Arenisca de Roda se ha aplicado el mismo tipo de análisis secuencial que en Sant Llorenç del Munt, basado en secuencias de tipo transgresivo-regresivo, probando su utilidad en diferentes sistemas.

El gráfico de la figura R.19 se basa en los paneles de correlación de cerca de un centenar de perfiles estratigráficos realizados en la zona (López Blanco et al., 1990 y 1991). En él se muestra (a) el avance y retroceso de las facies de frente deltaico-nearshore y (b) el avance y retroceso del tránsito de facies de "topset" a "foreset". Este tipo de gráficos (al igual que en el estudio del sistema de Sant Llorenç del Munt en el capítulo II) han sido utilizados como punto de partida para el análisis del apilamiento de las diferentes unidades y de la jerarquía de los diferentes ciclos reconocibles en la sucesión. A partir de dicha figura y de otras relaciones existentes entre las diferentes facies, se han podido distinguir una serie de ciclos de tipo transgresivo-regresivo.

Se han diferenciado tres órdenes principales de ciclicidad que, al igual que en el caso de los sistemas de Sant llorenç del Munt y Montserrat (en el capítulo II), se han denominado secuencias fundamentales, secuencias compuestas y megasecuencias compuestas (figura R.19). En el citado cuadro se pueden ver los tres órdenes secuenciales diferenciados (16 secuencias fundamentales, 4 secuencias compuestas y 2 megasecuencias compuestas), así como su correlación con las unidades o cuñas de López Blanco et al. (1991), basadas en las de Tosquella (1988).

5.2) SECUENCIAS FUNDAMENTALES

Son las secuencias de tipo transgresivo-regresivo de menor escala diferenciadas. Su potencia puede oscilar entre 5 y 50 metros. Estas secuencias son fácilmente reconocibles en zonas medias del sistema donde predominan los depósitos de frente deltaico y "nearshore" (los que mejor registran las variaciones del nivel relativo del mar). Al igual que las definidas en el sistema de Sant Llorenç del Munt, las secuencias fundamentales constan de un tramo transgresivo inferior y un tramo regresivo superior.

El tramo transgresivo se sitúa sobre el límite de secuencia fundamental (generalmente coincidente con una superficie de máxima regresión o una superficie transgresiva) y bajo una superficie de máxima inundación. Los depósitos que forman este tramo son facies de plataforma carbonática y frente deltaico-"nearshore", retrabajados y bioturbados que muestran secuencias de tipo profundizante. La potencia de estos tramos, salvo excepciones, no suele superar los 3 metros.

El tramo regresivo superior está constituido principalmente por depósitos de frente deltaico claramente progradantes (y sus equivalentes laterales) que dan lugar a secuencias de tipo somerizante. Estos tramos regresivos son mucho más importantes volumétricamente que los transgresivos y pueden presentar

una complejidad interna (de facies y arquitectura) variable según la unidad que se considere.

5.2.1) SECUENCIAS FUNDAMENTALES "TIPO CODOÑERAS"

Este tipo de secuencias fundamentales se caracterizan por tener un tramo regresivo constituido por facies de frente deltaico de "tipo Codoñeras" mostrando tendencias de tipo grano y estratocreciente, así como somerizantes. De este tipo son las secuencias fundamentales A y la parte oriental de la B (figura R.19).

5.2.2) SECUENCIAS FUNDAMENTALES "TIPO X"

La estructura interna del cuerpo arenoso X se muestra en la figura R.20. Al sur del barranco de Canerol, las secuencias fundamentales se suelen presentar como ciclos de progradación-abandono constituidos esencialmente por facies FDR2, FDR3 y facies N2 a techo.

Estos ciclos de progradación-abandono son somerizantes y están separados los unos de los otros por superficies de inundación marcadas por una intensa bioturbación, presencia de fauna marina (escasa) y una fuerte cementación y nodulización (figura R.21). En una sección vertical estos ciclos podrían ser asimilados a "parasecuencias" ya que son somerizantes y limitados por superficies de inundación, pero en realidad son secuencias transgresivo-regresivas que constan de 2 términos bien definidos. Existe un término transgresivo y un término regresivo que se compone de tres tramos diferenciados (regresión normal inicial, regresión forzada acrecionaria, regresión normal final).

Como ya se ha dicho, estos ciclos muestran una clara tendencia somerizante y están limitados por una superficie que a la vez marca un máximo transgresivo y un máximo regresivo. Es decir, que ambas superficies son coalescentes en la zona central del sistema y que no hay término transgresivo. La ausencia de este término puede estar condicionada por:

-Que la transgresión en cuestión esté relacionada con un cese de los aportes detríticos, no habiendo sedimento disponible ni para progradar ni para formar depósitos transgresivos.

-Que el período transgresivo sea muy corto, no dando tiempo a la generación de depósitos.

-Que realmente sí existan depósitos transgresivos pero que éstos se hallen formando prismas sedimentarios hacia zonas más proximales, acuñándose hacia la zona en cuestión.



Figura R.20. Corte geológico del cuerpo X de la Arenisca de Roda. En la parte superior del gráfico se indican los diferentes tipos de facies. En la parte inferior se indican las paleocorrientes marcadas por las clinoforras.

Cross-section of the X sandbody of the Roda Sandstone. The different types of facies are indicated in the upper part. Paleocurrents deduced from the clinoforras are represented in the lower part of the graph.

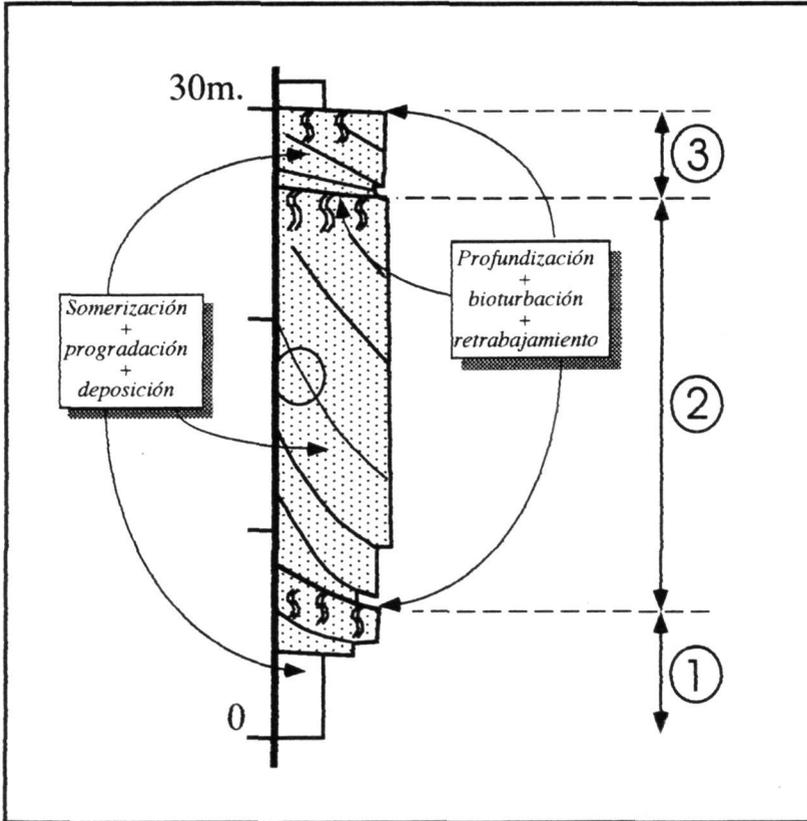


Figura R.21. Columna estratigráfica esquemática del sector central del cuerpo X. En ella se diferencian las superficies que separan los tramos progradantes y somerrizantes. smi=superficie de máxima inundación. Los números se corresponden con las diferentes secuencias fundamentales.

Schematic stratigraphic log of the central sector of the X sandbody where the surfaces separating different prograding and shallowing successions are shown. The numbers represent different fundamental sequences.

Tras el estudio de las relaciones existentes entre facies se deduce que la tercera posibilidad es la más correcta. Como se

muestra en la figuras R.22 y R.23 existe un paso de facies de frente deltaico progradante a facies bioturbadas con fauna marina hacia zonas más proximales. De esta manera, hacia zonas proximales las facies arenosas bioturbadas con fauna y carbón (FDR1) son las más abundantes y se corresponden con los episodios transgresivos; mientras que los intervalos regresivos son de escasa potencia y se corresponden con superficies con cantos (L2) y facies arenosas masivas sin fauna y con restos de estructuras de corriente (megaripples) (FDR1).

Así, la superficie de máxima regresión (la que originalmente determina el límite de secuencia) sólo queda preservada hacia las zonas más proximales del sistema. Hacia las zonas medias y distales dicha superficie ha sido retrabajada (y eliminada) durante la posterior transgresión. Ésta genera una superficie transgresiva que, al no existir deposición durante la transgresión, acaba coincidiendo también con la superficie de máxima inundación. En algún nivel, los tramos transgresivos incluyen depósitos de sandwave (SW), de lo que se deduce que durante el período transgresivo podría haber dos zonas con deposición: una costera, más proximal, y otra de sandwaves hacia zonas más

profundas, separadas por una zona intermedia, sin deposición en la que dominaría el retrabajamiento y la bioturbación.

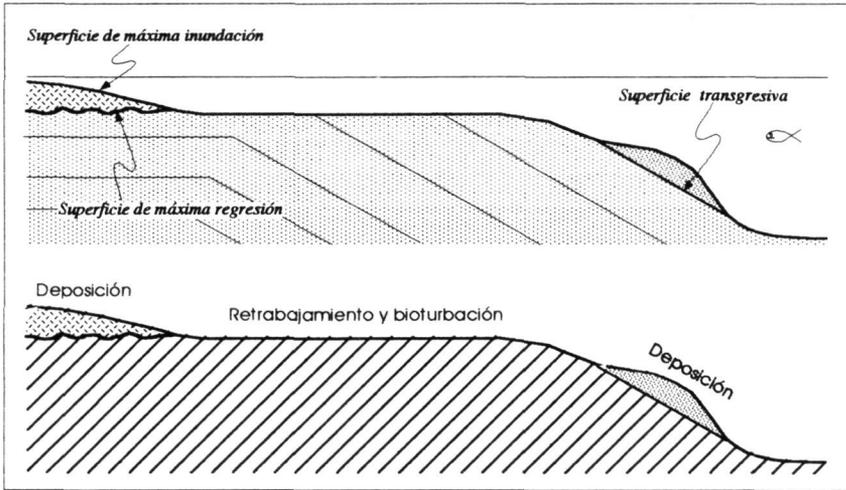


Figura R.22. Esquema ideal mostrando la relación entre las superficies de truncación y bioturbación con los depósitos transgresivos de "nearshore" y "sandwaves", así como con las superficies de máxima inundación y máxima regresión (límites de secuencia fundamental).
Ideal sketch showing the relationships between the truncation and bioturbated surfaces, the transgressive nearshore and sandwave deposits, and the maximum transgression and maximum regression surfaces (fundamental sequence boundaries).

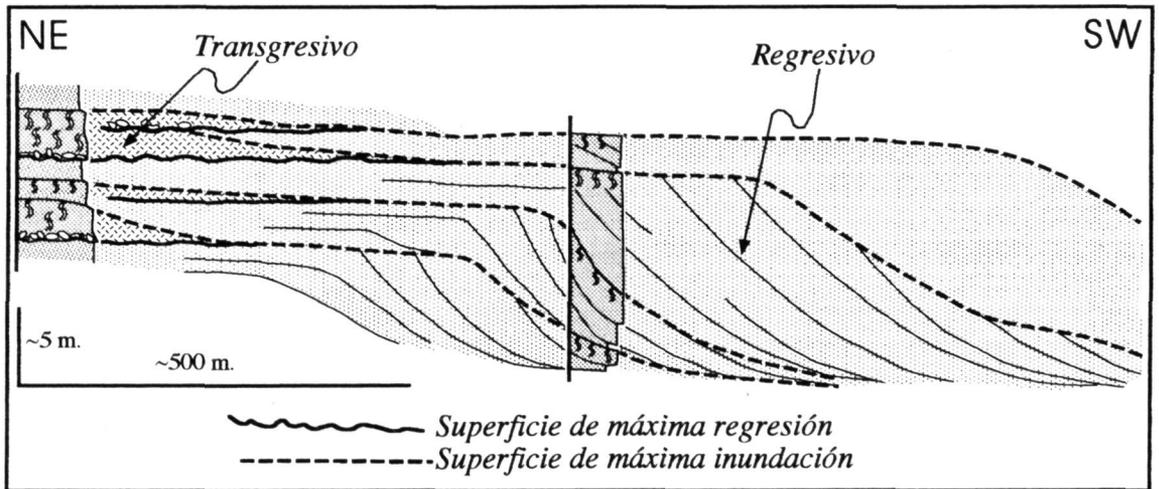


Figura R.23. Correlación entre columnas estratigráficas en el cuerpo X, en la que se muestra la relación entre las superficies que delimitan los ciclos en la zona central y en zonas más proximales.
Correlation between stratigraphic logs from the X sandbody, where the relation between the surfaces bounding cycles in central and proximal areas are shown.

Como se ha mencionado anteriormente, el tramo regresivo de cada uno de estos miniciclos se compone de tres tramos diferentes, deducidos de las relaciones geométricas existentes entre las facies de "topset" (FDR2) y "foreset" (FDR3) y de la trayectoria de la línea de costa deducida a partir de éstos. En el primer tramo existen tanto las facies de "topset" como sus equivalentes de "foreset". En el segundo sólo existen facies de "foreset" que están truncadas a

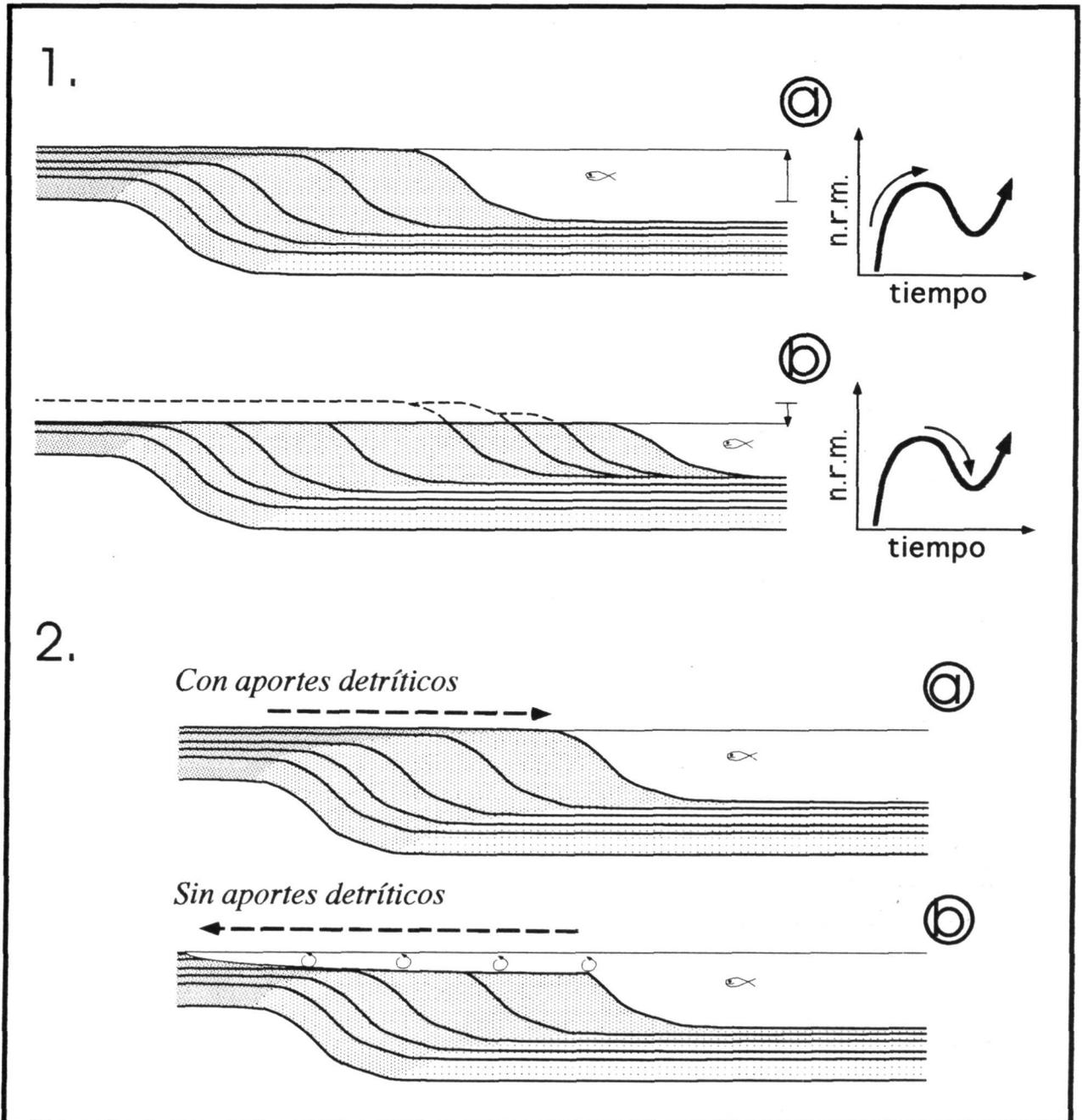


Figura R.24. Hipótesis de generación de las superficies de truncación de los "topsets". 1) por variaciones relativas del nivel del mar. 2) por alternancia de períodos con aportes y períodos sin aportes, en los que se produce un intenso retrabajamiento.
Generation of foreset-truncation surfaces. 1) due to relative sea-level variations. 2) due to an alternation of important sediment-supply episodes and non sediment-supply but reworking episodes.

techo por una superficie erosiva de "toplap". El tercer tramo, previo al intervalo transgresivo vuelve a constar de "topsets" y "foresets". La existencia de estos tramos diferenciados con y sin "topsets" puede explicarse de dos maneras diferentes:

-A partir de pequeñas fluctuaciones del nivel relativo del mar, produciéndose primero una fase de agradación+progradación (regresión

normal) durante un ascenso relativo (a) seguida de una fase de progradación+erosión (regresión forzada) durante el posterior descenso relativo (b) en la que, a parte de no generarse "topsets", se erosiona la parte alta de los "topsets" previamente generados (Figura R.24.1).

-A partir de variaciones en la tasa de aporte y erosión costera. Durante la primera fase tendría lugar agradación y progradación, ligadas a unos importantes aportes (a). Cuando éstos cesan, el oleaje erosionaría la parte más alta de los depósitos (b), dando lugar a la superficie de truncación sobre los foresets más externos y a la desaparición de los topsets mas altos (Figura R.24.2).

El hecho de encontrar el tramo final con "topsets" en una posición más distal y más baja topográficamente que los últimos "topsets" del tramo inicial, nos indican la existencia de una bajada del nivel relativo del mar. Este hecho nos confirma que la primera hipótesis es la más adecuada, aunque procesos erosivos como los señalados en la segunda también podrían ser activos, aunque con una influencia menor. Así, los depósitos con topsets se formarían durante los períodos de ascenso del nivel relativo del mar, mientras que durante el descenso se iría generando la superficie de truncación (R.25).

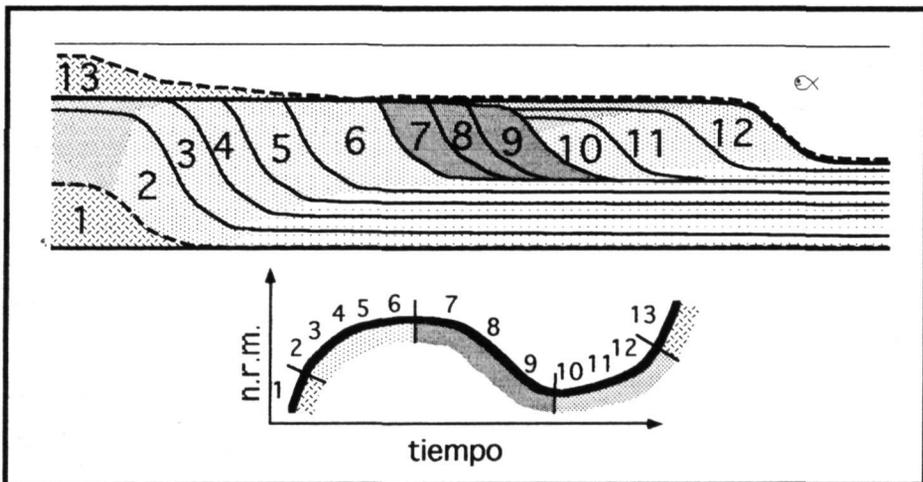


Figura R.25. Esquema de una secuencia fundamental generada a partir de ciclos de variación relativa del nivel del mar. Se puede diferenciar: tramos transgresivos (1 y 13), de regresión normal (2, 3, 4, 5, 6 y 10, 11, 12) y de regresión forzada (7, 8, 9).

Fundamental sequence generated from relative sea-level variation cycles. 1 & 13 are transgressive tracts; 2, 3, 4, 5, 6, 10, 11 & 12 represent normal regression deposits; and 7, 8, & 9 correspond to forced regression deposits.

De esta manera tenemos que estos ciclos, que dan lugar a las secuencias fundamentales distinguidas en el cuerpo X, están compuestos por 4 términos:

- 1) Transgresivo (TST)
- 2) Regresión normal inicial (HST)
- 3) Regresión forzada (FRST)
- 4) Regresión normal final (LPW)

Atendiendo a la figura R.20 (b), donde se muestran las paleocorrientes del cuerpo X, se puede ver que todos los ciclos muestran una evolución similar. El tramo regresivo suele comenzar con foresets que indican una progradación hacia el sur. Éstos van evolucionando progresivamente a depósitos que progradan hacia el oeste, los cuales representan los últimos episodios de la progradación. Tras éstos se forma el término transgresivo que, en ocasiones, está formado por depósitos de "sandwave".

En el último ciclo existen tres prismas progradantes separados por superficies de truncación (entre el término 3 y el 4), no existiendo el término transgresivo (Figura R.26 a). Esta arquitectura podría corresponder a ciclos similares a los que dan lugar a las secuencias fundamentales, pero en los que la subida del nivel del mar no es lo suficientemente importante como para poder desarrollar un intervalo transgresivo, pasando directamente del término 4 (regresión normal final) al 2 (regresión normal inicial) del siguiente ciclo. Debido a esto nos encontramos con que el límite de secuencia, tal y como se ha definido en este trabajo no se llega a generar, localizándose dentro del tramo de regresión normal (figura R.26). No se puede diferenciar un tramo transgresivo y uno regresivo porque todo el conjunto es regresivo. Este hecho nos indica que dentro de los tramos regresivos de algunas secuencias fundamentales existen ciclos equiparables a los que forman secuencias fundamentales completas (figura R.26). Estos ciclos también muestran la evolución de paleocorrientes apuntada anteriormente.

Atendiendo a la geometría de los cuerpos arenosos, se pueden diferenciar dos zonas bien definidas: 1) una zona situada por detrás de la ruptura de pendiente del prisma progradante anterior, de potencia más o menos constante, que denominaremos "zona tabular"; y 2) una zona, de potencia variable, situada por delante de la citada ruptura de pendiente, que denominaremos "zona sigmoidal (Figura R.27).

En esta "zona sigmoidal" se suele observar un incremento en la potencia de las facies arenosas con "foresets" por debajo del término o superficie transgresiva (Figura R.28). En algunos casos también existe un aumento de la potencia de las facies de "topset", incluso la "aparición" de éstas ha cía cuenca, ya que no afloraban en zonas más proximales (Figura R.29).

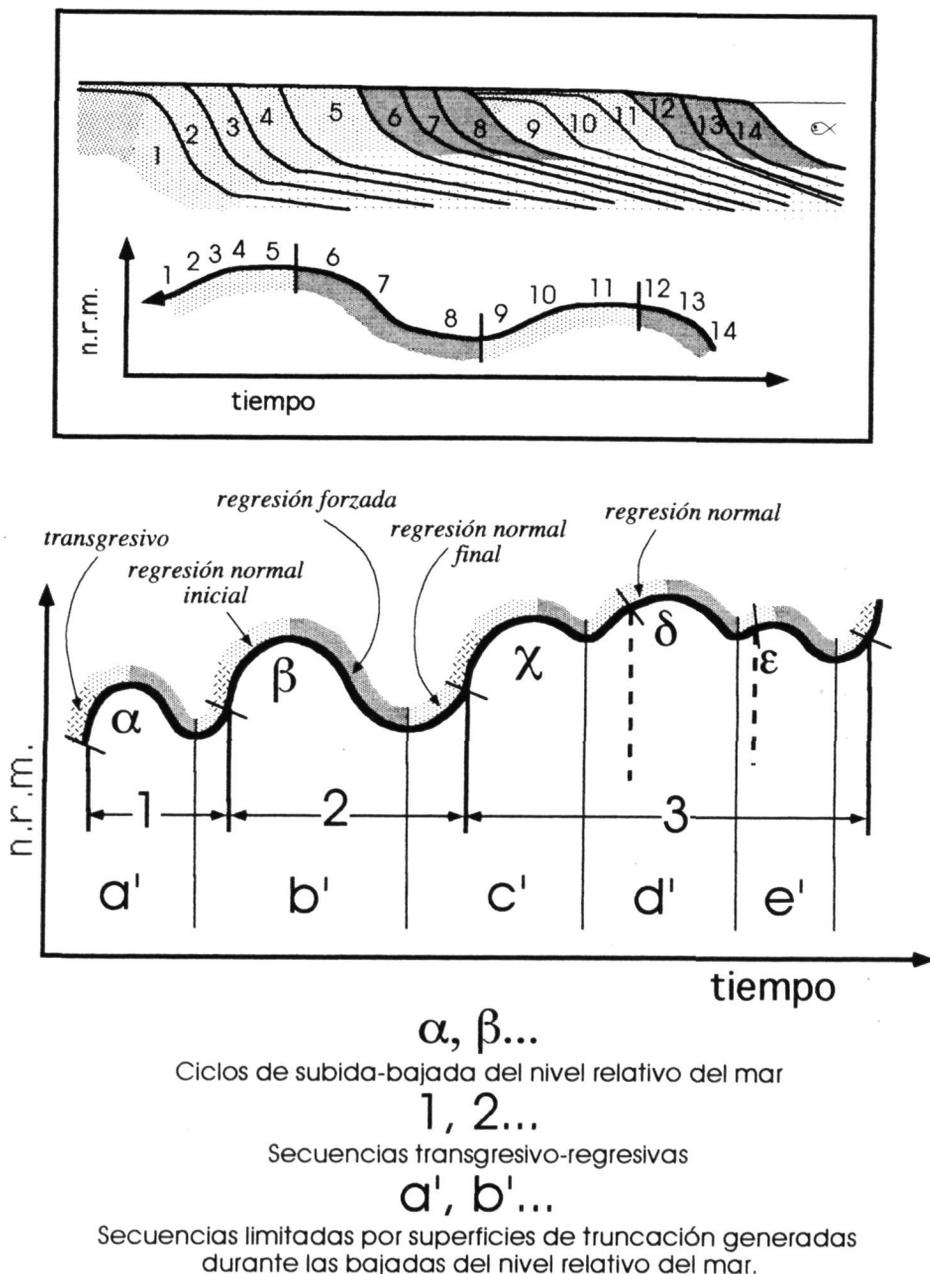


Figura R.26) Esquema de un cuerpo deltaico progradante constituido por dos ciclos de regresión normal y regresión forzada. **b)** Gráfico de variación relativa del nivel del mar a lo largo del tiempo donde se muestran tanto ciclos que contienen intervalo transgresivo como otros en los que éste no está representado. En este gráfico también se pueden ver las relaciones y diferencias existentes entre ciclos de bajada-subida del nivel del mar, secuencias transgresivo-regresivas y secuencias limitadas por superficies de truncación generadas durante las bajadas relativas del nivel del mar.

a) Prograding deltaic body formed after two cycles of normal regression and forced regression.

b) Graph of relative sea-level variation versus time where cycles with and without transgressive tract are represented. The relationships and differences existing between relative sea-level cycles, transgressive-regressive sequences, and sequences bounded by truncation surfaces generated during a relative sea-level fall are also shown.

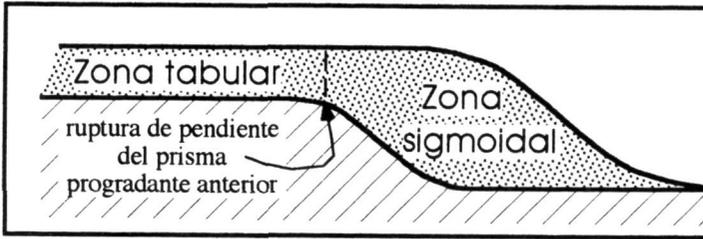


Figura R.27. Esquema de un cuerpo deltaico progradante en el que se diferencia una zona "tabular" y otra "sigmoidal".

Prograding deltaic body where a "tabular" and a "sigmoidal" zones are distinguished

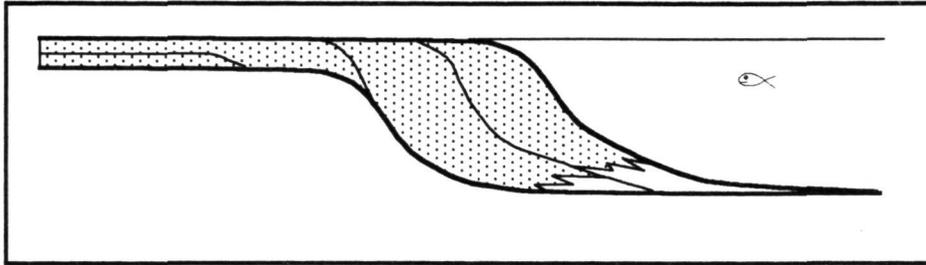


Figura R.28. Esquema de un cuerpo deltaico progradante en el que se puede apreciar el incremento de potencia de las facies de frente deltaico (punteado) en la zona sigmoidal de éste.

Prograding deltaic body showing an increase in the thickness of delta front facies (dotted) in the sigmoidal zone.

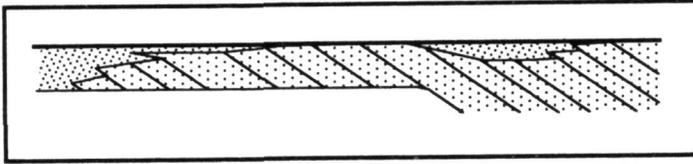


Figura R.29. Esquema de un cuerpo deltaico progradante en el que se puede apreciar la existencia de facies de "topset" desconectadas del cuerpo principal de estas facies.

Prograding deltaic body showing non attached topset facies.

Al igual que en la Arenisca de Roda, en muchas sucesiones deltaicas (Mississippi, Niger, etc...) también se han descrito importantes engrosamientos de las facies de frente deltaico hacia la cuenca. En nuestro caso, este incremento de potencia se produce al aumentar el espacio disponible cuando, la progradación supera la ruptura de pendiente de la unidad previa. Esta situación puede explicar el engrosamiento del litosoma de facies de "foresets". En muchas ocasiones también nos encontramos con que las facies de "topset" también se engrosan (Figura R.29). Este engrosamiento no se puede explicar de la misma manera, ya que el paso de las facies de "topset" a "foreset" se produce a una paleobatimetría determinada. El descenso de este indicador batimétrico puede estar ligado a:

- 1) una bajada y posterior subida del nivel relativo del mar (Figura R.30); o
- 2) la existencia de una subsidencia diferencial (mayor hacia zonas más distales (Figura R.31).

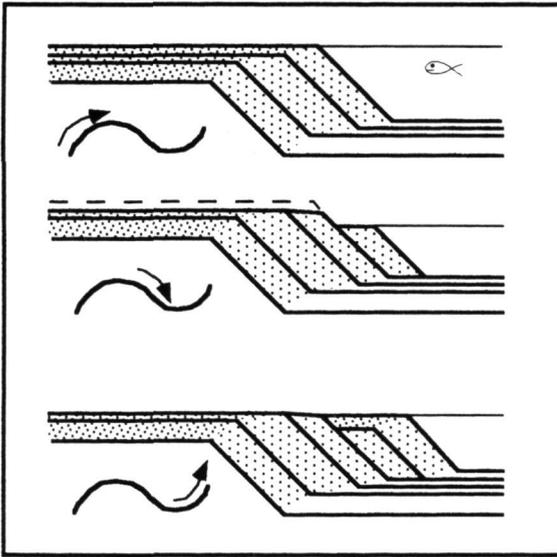


Figura R.30. Esquema de un cuerpo deltaico progradante en el que la existencia de facies de "topset" desconectadas se explica gracias a oscilaciones relativas del nivel del mar.

Prograding deltaic body with non attached topset facies generated in response to relative sea-level changes.

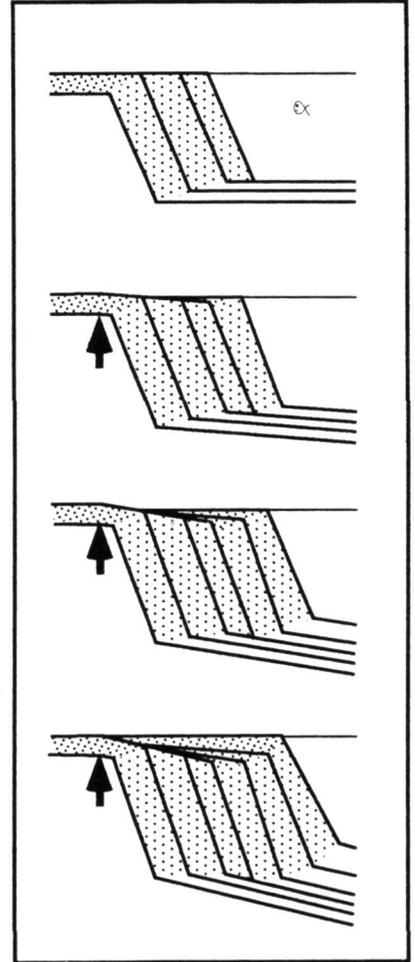


Figura R.31. Esquema de un cuerpo deltaico progradante en el que la existencia de facies de "topset" desconectadas se explica gracias a una subsidencia diferencial, mayor en zonas más internas de la cuenca, que da lugar a la existencia de basculamientos que sólo afectan a una parte del prisma sedimentario.

Prograding deltaic body with non attached topset facies generated in response to a differential subsidence, higher in inner parts of the basin, that produces a tilt affecting only a part of the sedimentary body.

A gran escala, la existencia de esta subsidencia diferencial, ha sido definida en numerosos sistemas deltaicos (Mississippi, Níger...) generalmente asociada a fallas de crecimiento. En el sistema estudiado no se han hallado fallas de crecimiento, por lo que la deformación sería de tipo dúctil, probablemente ligada a dos principales factores de control:

a) Tras una rápida deposición tendría lugar una compactación temprana que daría lugar a una subsidencia diferencial más importante hacia la cuenca. En la "zona sigmoidal", al ser la potencia mayor, la compactación da lugar a un hueco mayor que en la zona tabular, donde la potencia es bastante menor (Figura R.31). A esto se suma que cuando hay deposición en la "zona sigmoidal", la tabular ya lleva tiempo compactándose .

b) la existencia (probada en el apartado 6 de este capítulo) de plegamientos sinsedimentarios de origen tectónico.

La existencia de geometrías como la mostrada en la Figura R.32, en las que se aprecian facies de "topset" basculadas y tuncadas, son indicadores de la existencia de la subsidencia diferencial anteriormente citada.

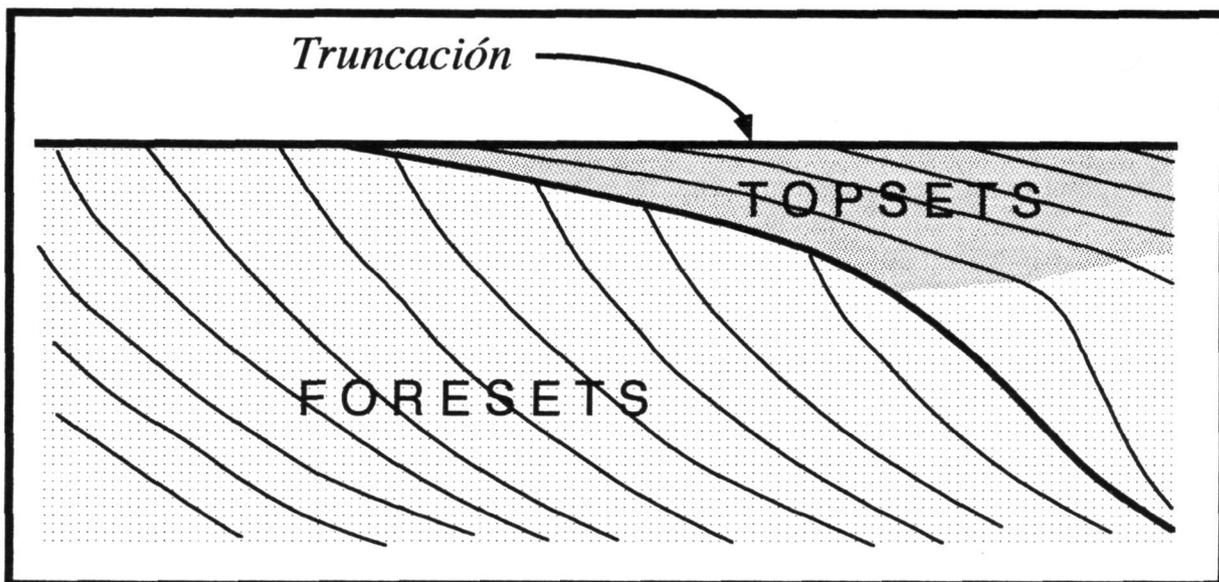


Figura R.32. Corte esquemático de un cuerpo deltaico progradante en el que la existen facies de "topset" desconectadas del cuerpo principal, basculadas hacia la cuenca y truncadas por una superficie de truncación y retrabajamiento.

Cross-section of a prograding deltaic body with non-attached topset facies tilted to the basin and truncated by a truncation and reworking surface.

5.2.3) SECUENCIAS FUNDAMENTALES TIPO "Y"

Dentro del cuerpo Y se han diferenciado cinco secuencias fundamentales: dos en el cuerpo Y1, y el resto en los cuerpos Y2, Y3 e Y4 (figura R.33).

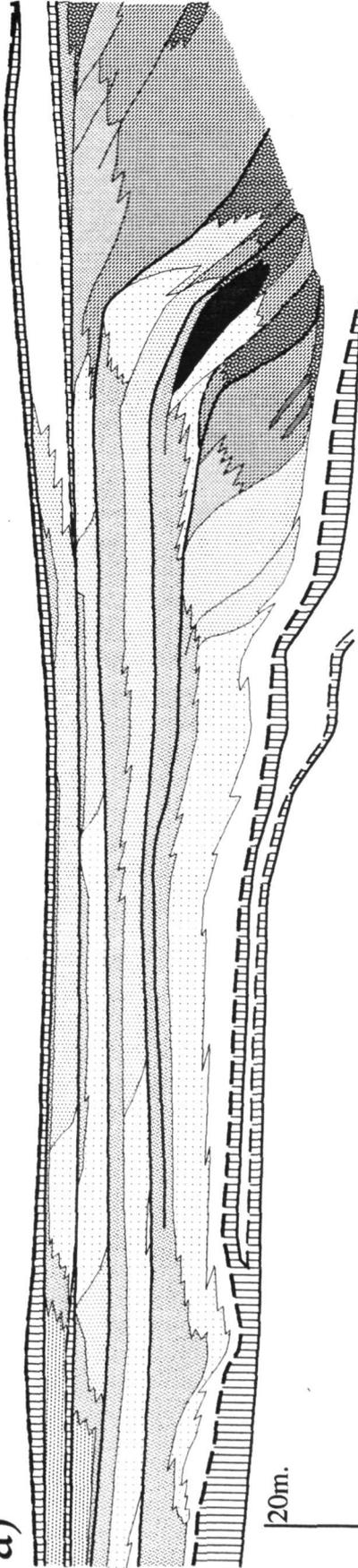
Estas secuencias fundamentales, al igual que la mayor parte de las descritas para el cuerpo X, presentan un término regresivo muy desarrollado. En la mayoría de las secciones se presentan como secuencias somerizantes limitadas las unas de las otras por superficies de inundación (parasecuencias?). Al igual que en los ciclos descritos para el cuerpo X, también existe un término transgresivo, pero mucho menos desarrollado que el regresivo. En este caso, la conexión entre tramos transgresivos (bien desarrollados en la zona de Canudas-Canerol) y las superficies de inundación que separan los ciclos en zonas más distales es compleja al detalle.

Los tramos regresivos muestran una complejidad alta (figura R.33), superior a la descrita para las secuencias del cuerpo X. Dicha complejidad está ligada a la gran variedad tanto de facies de frente deltaico como mareales. Debido a su caracter fuertemente progradante, esta complejidad y variabilidad de los tramos regresivos queda patente en secciones bidimensionales (cortes y paneles), y no en columnas verticales. Dentro del tramo regresivo existen dos fases principales: una fase inicial, con facies de frente deltaico progradante simples (FDR3) y compuestas (FDR5) y una fase final con una influencia mareal importante. Estas dos fases se suelen corresponder con dos zonas bien

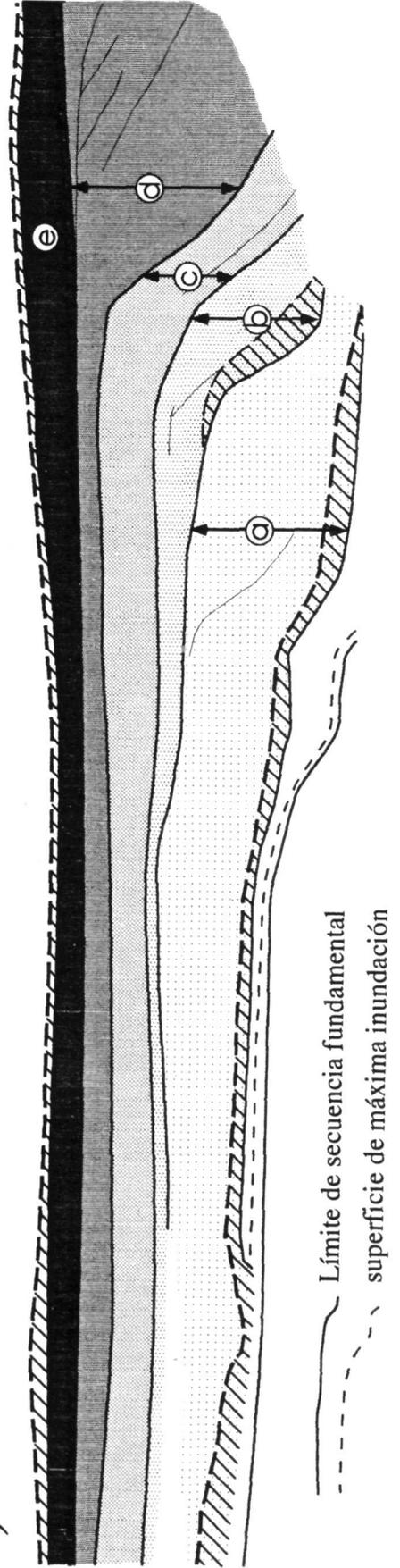
NE

SW

a)



b)



— Límite de secuencia fundamental
 - - - superficie de máxima inundación

Figura R.33. Corte del cuerpo Y a lo largo de la vertiente este del río Isábena efectuado a partir de la correlación de 10 columnas estratigráficas.

a) Esquema de facies: L3= lagoon-bahía; FDR1-FDR2= "topsets"; FDR3= "foresets" simples; FDR5= "foresets" compuestos; FDR6= frente deltaico que pasa a clinofomas limosas; FDR7= clinofomas margoarenosas bioturbadas; SW1= facies marginales de "sandwave"; SW2= facies de "tidal bundles"; SW3= facies de "sandwave"; P1= facies de prodelta-"offshore"; N1-PC1= facies transgresivas.

b) Esquema donde se diferencian las secuencias fundamentales distinguidas (a, b, c, d y e). Los tramos transgresivos están marcados por la trama rayada.

Cross-section of the Y sandbody of the Roda Sandstone along the eastern side of the Isabena valley based on stratigraphic-log correlation.

a) *Facies scheme: L3= lagoon-bay; FDR1-FDR2= topsets; FDR3= simple foresets; FDR5= composite foresets; FDR6= delta front with a lateral passage to silty clinoforms (FDR7); FDR7= bioturbated silty clinoforms; SW1= marginal sandwave facies; SW2= tidal bundles facies; SW3= sandwave facies; P1= prodelta-offshore facies; N1-PC1= transgressive facies.*

b) *Fundamental sequences (a, b, c, d & e). Transgressive parts of the fundamental sequences are striped.*

diferenciadas del prisma progradante. La primera fase se desarrolla en la "zona tabular" de potencia más o menos constante, situada por detrás de la ruptura de pendiente de la unidad progradante previa. La segunda tiene lugar en la "zona sigmoidal", por delante de la citada ruptura de pendiente.

Durante el primer episodio inicialmente se desarrolla una regresión normal, con "foresets" pasando a sus correspondientes "topsets". Más adelante se alternan períodos con y sin "topsets". Las facies iniciales de progradación son los "foresets" simples, quienes posteriormente son sustituidos por facies de "foresets compuestos (Figura R.33).

Pasada la ruptura de pendiente del prisma previo la variedad de facies es mayor, incrementándose la influencia mareal, que alcanza su máximo (facies de "sandwave") justo antes de la máxima transgresión (Figura R.33). Esta situación es bastante similar a la observada en el cuerpo X; existiendo una progradación deltaica inicial hacia el S y SSW que va siendo cada vez más afectada por corrientes de marea, hasta llegar a facies puramente mareales, tras las cuales se da la máxima transgresión. En Y, al igual que ocurría en algún caso de X, las facies de "sandwave" finales de alguno de los prismas arenosos definidos en López Blanco et al. (1991) pueden pertenecer al transgresivo de la siguiente secuencia.

En la figura R.34 se muestra una muy aventurada reconstrucción (no se ha tenido en cuenta la compactación y la escala de tiempo no es proporcional) de las posibles variaciones del nivel relativo del mar durante la deposición del cuerpo Y. Este gráfico se ha confeccionado a partir del corte de la figura R.33, tomando como batimetría de referencia (que varía con el tiempo) el paso de facies de "topset" a "foreset". En cada caso se ha tomado como superficie paleohorizontal la superficie superior limitante de cada uno de los cuerpos en la "zona tabular" de los mismos.

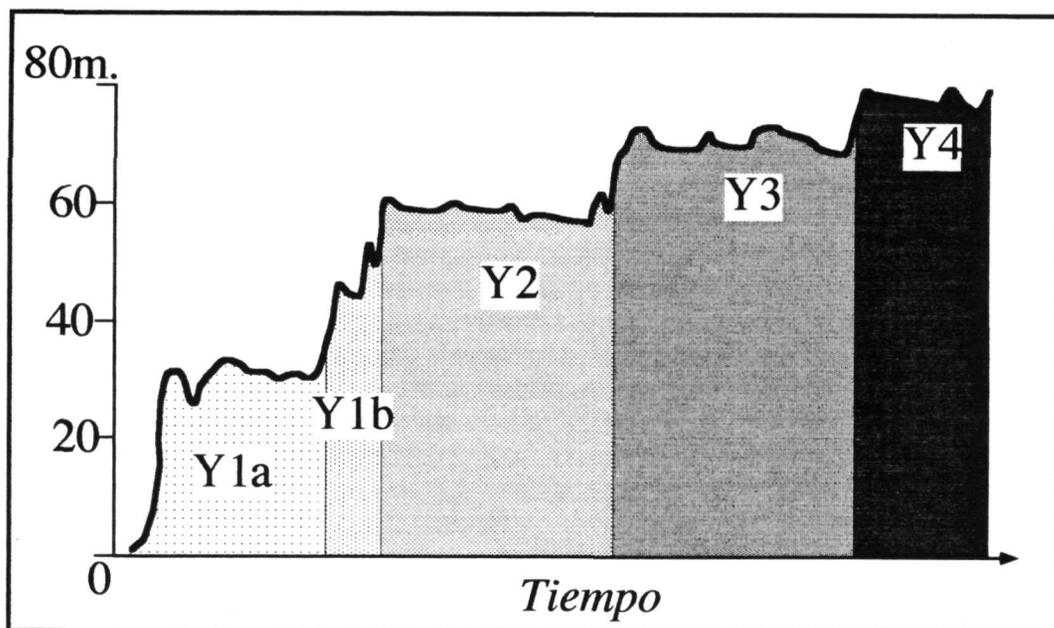


Figura R.34. Esquema de variación relativa del nivel del mar en el cuerpo Y mostrando las diferentes unidades. La escala temporal es totalmente imaginaria. La escala de variación del nivel en la vertical ha sido tomada a partir del corte de la figura R.33, sin tener en cuenta la compactación sufrida.

Relative sea-level changes scheme deduced from the Y sandbody, showing the different sub-units. Temporal scale is imaginary. The relative scale of the sea-level variation has been taken from the figure R.33 (compaction has not been taken in account).

En el cuerpo Y se han observado el mismo tipo de fenómenos de incremento de potencias hacia la zona sigmoidal de los prismas arenosos descritos para el cuerpo X. Estos incrementos están posiblemente ligados a fenómenos de subsidencia diferencial (por compactación o tectónica). La existencia de geometrías como la mostrada en la Figura R.32, en las que se aprecian facies de "topset" basculadas y truncadas, así como la geometría "en abanico" con truncaciones de la unidad Y3, al sur de la falla del Villar en el valle del Isábena, son indicadores de la existencia de esta subsidencia diferencial.

5.2.4) SECUENCIAS FUNDAMENTALES TIPO "Z"

Las secuencias de tipo Z son las menos complejas. Z1 y Z2 presentan un tramo regresivo en el que casi no hay frente deltaico progredante. En Z3 y Z4, los frentes deltaicos muestran una evolución similar a la de los "sectores tabulares" de Y.

5.3) SECUENCIAS COMPUESTAS

Las secuencias compuestas son secuencias de tipo transgresivo-regresivo definidas a partir del apilamiento de las secuencias fundamentales. Estas

secuencias constan de una unidad transgresiva basal (integrada por un conjunto de secuencias fundamentales apiladas en disposición retrogradante) y una regresiva superior (compuesta por un conjunto de secuencias fundamentales apiladas en disposición progradante).

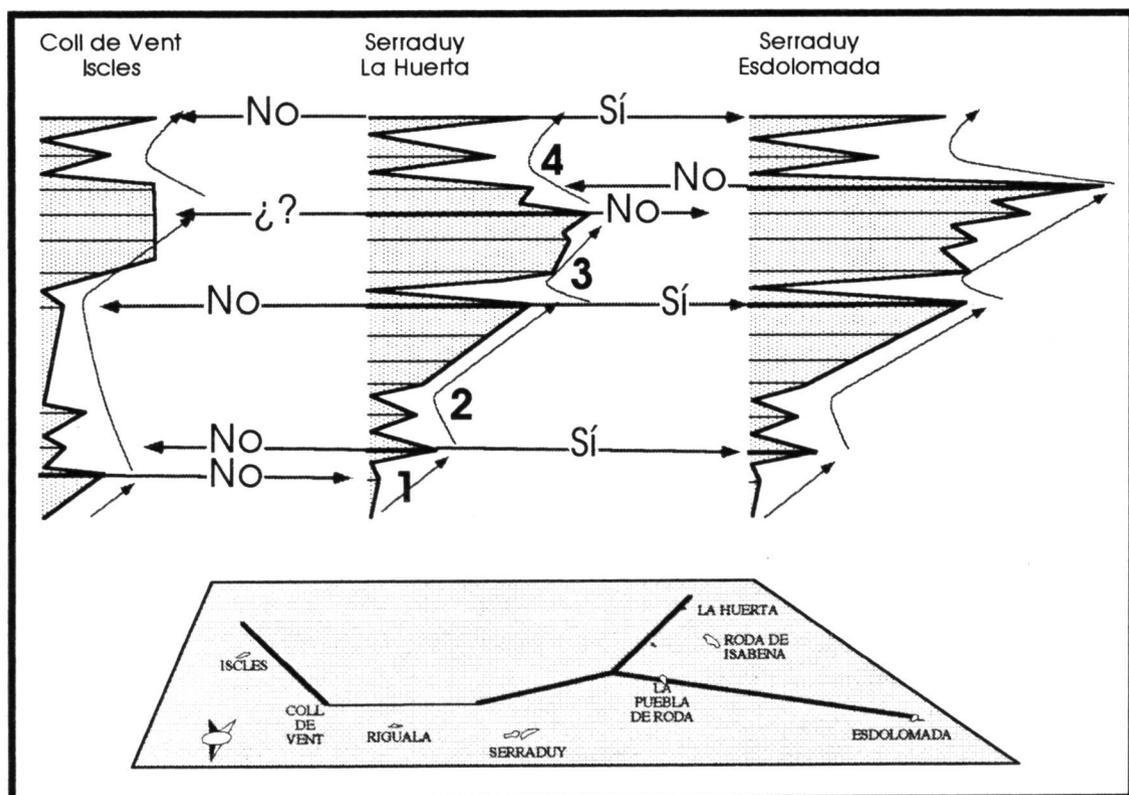


Figura R.35. Esquema donde se muestra el avance y retroceso de las facies arenosas de frente deltaico de la Arenisca de Roda en tres transversales diferentes, así como la equivalencia o no equivalencia de las secuencias compuestas definibles en cada una de estas transversales. 1, 2, 3 y 4 son las secuencias compuestas diferenciadas en la transversal principal (E del Isábena).

Scheme showing the advance and retreat of sandy delta front facies of the Roda Sandstone facies in three different sections and the equivalence and non-equivalence among the composite sequences distinguished in each one of these three sections. 1, 2, 3 & 4 are the composite sequences defined in the main section (east side of the Isabena valley)

En la sucesión de la Arenisca de Roda se han diferenciado cuatro secuencias compuestas (1, 2, 3 y 4), cuyas relaciones con las secuencias fundamentales y los cuerpos arenosos se muestran en la figura R.19. Esta subdivisión en secuencias compuestas se ha basado en la correlación y corte geológico que discurre de NE a SW, desde Coll de Vent hasta La Huerta, en el valle del río Isábena (Figuras R.14 y R.35).

Si se realiza la subdivisión a partir de una sección E-W (Serraduy-Esdolomada) (fig R.15) abarcando los depósitos de la Arenisca de Roda que afloran al W del Isábena, la subdivisión es similar pero no igual (Figura R.35). Para el techo de las secuencias compuestas 1, 2 y 4 no existen variaciones, ya

que los depósitos arenosos que las delimitan se localizan en una zona en la que ambas secciones son coincidentes. Por el contrario, en el corte de Esdolomada vemos que existe un máximo regresivo en Y4, mientras que en el corte de La Huerta estaba en Y3. Así, en una sección, el cambio de condiciones regresivas a transgresivas (que marca el límite de secuencia compuesta) se encuentra a techo de Y3, mientras que en la otra, este cambio está a techo de Y4. Por tanto, este cambio de tendencia no es isócrono. Si tenemos en cuenta otra sección, la que abarca los afloramientos situados al E de Coll de Vent y hacia Iscles (Figura R.35), encontramos bastantes más diferencias. La correlación no es tan fina como para poder distinguir Y1, Y2, etc..., pero lo que sí queda claro es que, a nivel de grandes cuerpos, la ordenación es diferente (ver figuras R.35 y R.36). En la figura R.36 se muestra un mapa con el avance máximo de cada uno de los cuerpos arenosos (a), un gráfico tridimensional (paneles) con la geometría mostrada por los principales cuerpos arenosos (b), otro gráfico tridimensional en el que se observa la máxima extensión areal de cada uno de los cuerpos arenosos (c). A modo de ejemplo, merece la pena marcar que los cuerpos V y X, que en la sección principal (Coll de Vent-Serraduy-La Huerta) son claramente regresivos, en la sección de Iscles progradan bastante menos que los cuerpos infra y suprayacentes.

El hecho de existir progradaciones de mayor entidad en unas direcciones que en otras está ligado, como se muestra en la figura R.36, a la geometría de los diferentes lóbulos deltaicos. De esta manera, y en parte, las secuencias compuestas descritas sólo son válidas para la sección en la que éstas han sido definidas originalmente ya que están muy influenciadas por movimientos laterales de los diferentes lóbulos deltaicos y en ocasiones posiblemente no reflejen más que estas variaciones (figura R.36). Secuencias transgresivo-regresivas o de retrogradación-progradación cuyos límites (o cambios de tendencia) varían de posición estratigráfica según la posición de las diferentes secciones estudiadas han sido descritas por Steel (1988) Martinsen y Helland-Hansen (1995) y Riba (1992). Los dos primeros atribuyen este hecho a variaciones en la posición de los sucesivos lóbulos. Riba (1992) define las secuencias oblicuas, en las que los cambios de tendencia son diacrónicos y esta diacronía está ligada al desplazamiento de los depocentros.

Figura R.36. a) Mapa de extensión máxima de las facies arenosas en las diferentes unidades progradantes. b) Esquema tridimensional (biombo) de las diferentes unidades (no se ha respetado la escala vertical). c) Esquema tridimensional (lóbulo a lóbulo) de las diferentes unidades (no se ha respetado la escala vertical).

a) Maximum sandstone extent map of the different prograding units. b) Tridimensional scheme (fence diagram) of the different units (no vertical scale). c) Tridimensional scheme (lobe by lobe) of the different units (no vertical scale).

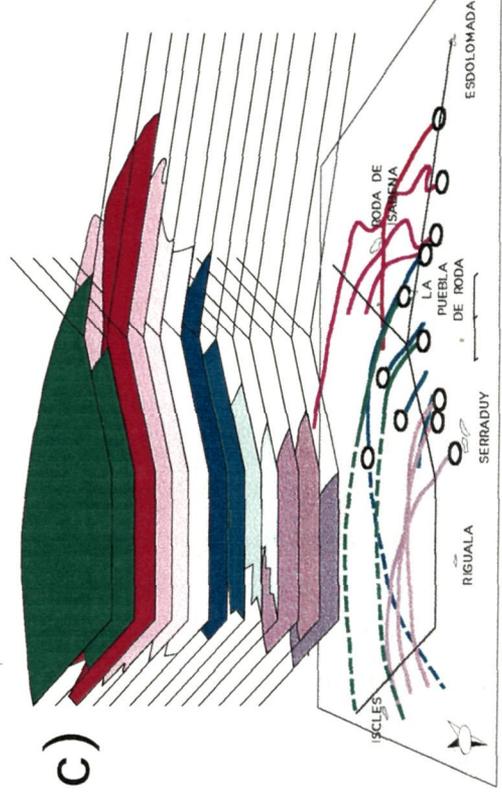
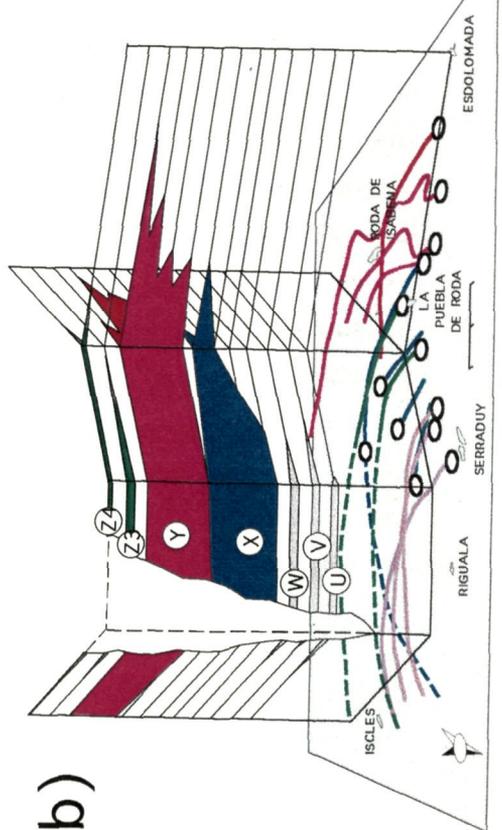
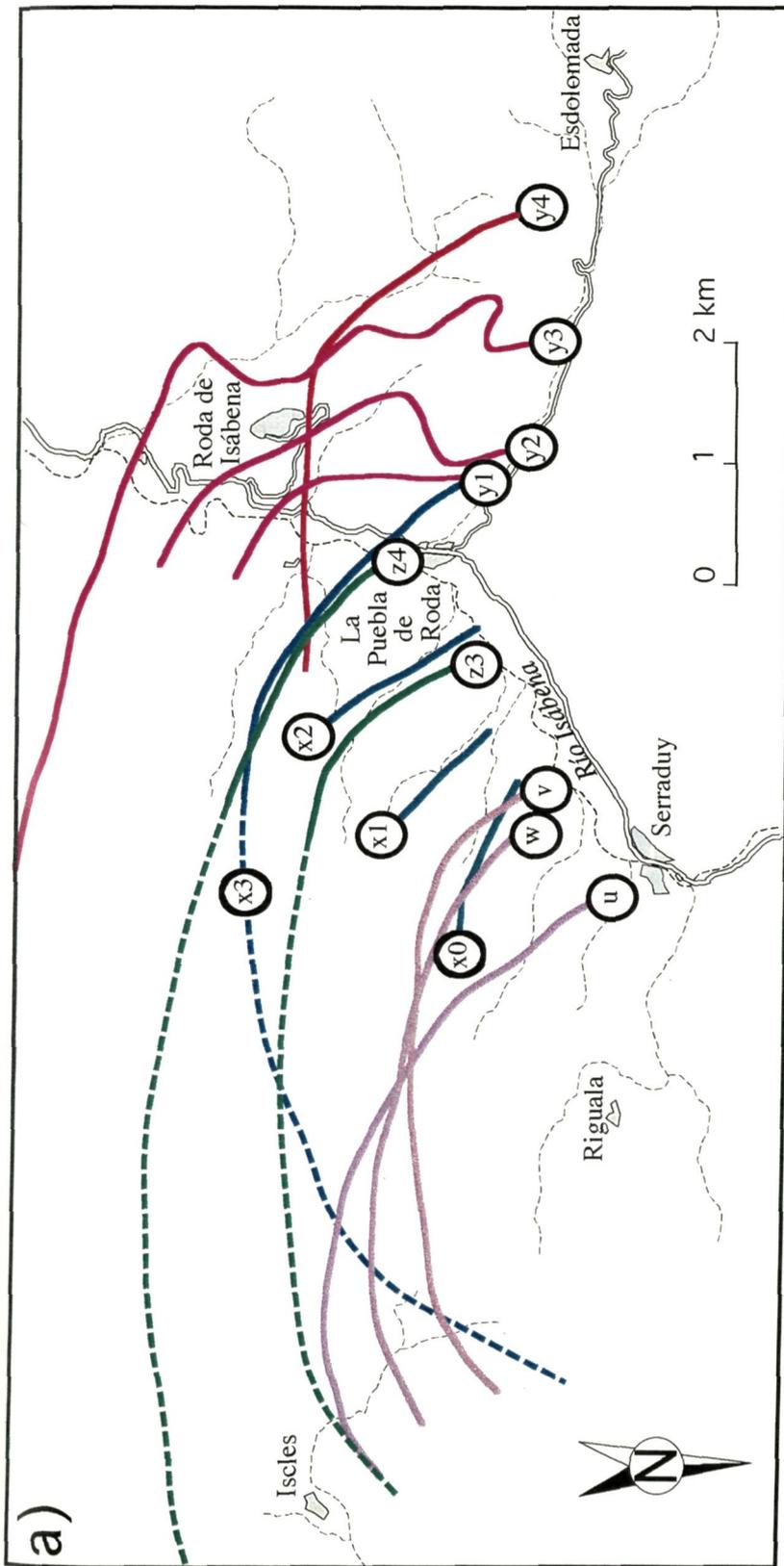


Figura R.36

De esta manera podemos concluir que las secuencias compuestas no son ni isócronas ni reconocibles por toda el area estudiada. Su utilidad es muy limitada y restringida a los alrededores del lugar donde se han definido.

5.4) MEGASECUENCIAS COMPUESTAS

Las megasecuencias compuestas, al igual que en el ejemplo de Sant Llorenç del Munt (Capítulo II) y al igual que las otras secuencias descritas en el sistema de Roda, también son de tipo transgresivo-regresivo. La sucesión aquí estudiada muestra una tendencia general de tipo regresivo-transgresivo (Figuras R.14, R.15 y R.19), por lo que queda a caballo entre dos megasecuencias compuestas diferentes.

Las tres primeras secuencias compuestas (1, 2 y 3) conforman la megaunidad regresiva (tramo superior) de la megasecuencia compuesta inferior, al situarse sobre una superficie de máxima inundación marcada por el techo de la Caliza de la Puebla. La secuencia compuesta 4 pertenece a la megaunidad transgresiva de la megasecuencia compuesta superior (figura R.19).

El límite entre ambas megasecuencias compuestas se corresponde con el límite entre las secuencias compuestas 3 y 4. Como se ha comentado con anterioridad, éste límite es impreciso ya que, según la sección que se tenga en cuenta, la máxima progradación puede encontrarse a distintos niveles estratigráficos. Las superficies de máxima inundación de megasecuencia compuesta que delimitan la base y el techo de la sección estudiada, al igual que la tendencia regresivo-transgresiva que muestra la sucesión, son también distinguibles en toda la zona, al E y W de Coll de Vent. Al E de Coll de Vent estas superficies y tendencias se distinguen tanto en la serie realizada como en los paneles de correlación que Fonnesu (1983) presenta en su tesis doctoral.

Como se ha visto, la megasecuencia compuesta también presenta un carácter diacrónico. La tendencia es similar en todas las secciones, pero la posición estratigráfica del los cambios de tendencias no es constante.

5.5) DISCUSIÓN

Como ya se ha comentado en el caso de Sant Llorenç del Munt y Montserrat (Capítulo III, apartado 4.3), la organización secuencial del relleno sedimentario de una cuenca o porción de la misma está relacionado con tres factores de control principales (clima, variaciones del nivel del mar y actividad tectónica) frecuentemente interrelacionados entre sí (figura S.38).

Para poder discernir entre la influencia de los diferentes factores en la secuencialidad de una sucesión estratigráfica, hay que conocer la paleoclimatología, las variaciones eustáticas, la evolución tectónica en el margen de cuenca, la evolución de la subsidencia en la cuenca y, disponer de una datación lo suficientemente precisa.

En la sucesión de Roda, la datación existente es bastante poco precisa (ver apartado de Cronoestratigrafía), variando el tipo de datos y la interpretación según los diferentes autores.

Bentham y Burbank (1996) presentan la datación más detallada para la sucesión estudiada. Dichos autores asignan una duración de 600.000 años a los sedimentos comprendidos entre la Caliza de La Puebla y la Caliza de Morillo, lo que aproximadamente supone una velocidad de acumulación media (compactada) de unos 50 cm/Ky (500 m/Ma).

Con estos datos sólo se pueden hacer aproximaciones muy poco precisas sobre la duración de los tipos de secuencia definidas. Dicha aproximación se ha llevado a cabo calculando la duración en función de su potencia (es decir, considerando una tasa de acumulación constante).

Así, toda la sucesión estudiada, que comprende la parte superior regresiva de una megasecuencia compuesta y la inferior transgresiva de la megasecuencia suprayacente duraría aproximadamente unos 220.000 años. Las secuencias compuestas oscilarían entre los 72.000 y los 44.000 años. Las secuencias fundamentales oscilarían entre los 6.000 y los 30.000 años.

Datos procedentes de la paleoflora hallada en sedimentos estratigráficamente inferiores a los aquí estudiados, localizados en la misma cuenca (zona de Tremp) indican unas condiciones climáticas de tipo tropical durante el Ilerdiense Inferior (Barberà, 1995).

Martinius (1991) indica la existencia de unas condiciones climáticas de tipo tropical durante la deposición de la Arenisca de Roda: Esta atribución se basa en la presencia de arrecifes coralinos, grandes foramoníferos bentónicos,

moluscos tropicales y subtropicales y la presencia de restos de flora de *Carapoxylon* (Meliaceae), representante típico de selvas tropicales.

Datos palinológicos de formaciones ligeramente suprayacentes (Grupo Montañana; Haseldonckx, 1972 y 1973) indican un clima de tipo tropical, húmedo durante el Cuisiense, evolucionando a un clima de tipo estacional subtropical hacia el Luteciense.

A parte de estos datos generales, puntuales y aislados no hay ningún trabajo que refleje variaciones climáticas de alta frecuencia; sólomente conocemos la tendencia general al enfriamiento existente durante todo el Terciario (ver capítulo II, apartado 2.3).

A partir de los datos disponibles resulta arriesgado deducir la existencia de variaciones climáticas de alta frecuencia, aunque los periodos de 220.000, 72.000-44.000 y 6.000-3.000 años anteriormente citados podrían reflejar una ciclicidad en la banda de frecuencia de Milankovitch.

A causa del poco detalle de las dataciones disponibles, es imposible construir un diagrama de historia de subsidencia lo suficientemente detallado para comprender la evolución de la deformación en esta porción de la cuenca y su relación con la evolución del relieve en el area fuente. Debido a esto no podemos saber la relación entre los tres ordenes de ciclicidad y la evolución tectónica y subsidencia de la cuenca

La única correlación posible entre la ciclicidad observada y las variaciones eustáticas mostradas en la curva eustática global de Haq *et al.* (1987), sería a nivel de megasecuencia compuesta, ya que su duración se aproxima a la de algunos de los ciclos de tercer orden, pero debido a la poca precisión de las dataciones disponibles, tampoco es posible analizar dicha relación (al contrario de lo mostrado en el trabajo de Yang y Nio, 1991). Las secuencias compuestas y fundamentales presentan una frecuencia demasiado elevada como para ser comparables con la curva de Haq *et al.* (1987).

La tasa de acumulación media de ~500m/Ma, deducida a partir de la datación de Bentham y Burbank (1996) es muy elevada. Esta tasas de acumulación tan elevada debe estar en relación con una fuerte subsidencia. A partir de la curva eustática global de Haq. *et al.* (1987), las tasas de descenso eustático en el Eoceno inferior presentan valores máximos de ~400 m/My y ~250 m/My. En este caso, una subsidencia tan elevada contrarrestaría dichos descensos eustáticos, siendo la tasa de acomodación siempre positiva, no habiendo descensos relativos del nivel del mar a escala de ciclos de tercer orden.

A escala menor, de secuencias compuestas y fundamentales, no disponemos de una curva eustática detallada, pero a partir de las geometrías y relaciones entre facies observadas se ha deducido la existencia de descensos relativos del nivel del mar. Estos descensos son de origen incierto (descenso eustático o elevación tectónica de la cuenca) ya que no se conoce ni la evolución del nivel del mar ni de la subsidencia a estas frecuencias.

Todo lo mencionado en este apartado revela una gran incertidumbre sobre el origen de los tres ordenes de ciclicidad aquí definidos, evidenciando la necesidad de disponer de una serie de datos cuantificados, lo suficientemente precisos sobre la evolución de la cuenca sedimentaria (tectónica, climática y eustática) de la subsidencia), además de los estrictamente sedimentológicos y geométricos, para realizar una interpretación convincente y satisfactoria. En este sentido, la combinación del análisis sedimentario y el análisis de cuenca constituyen la base sobre la que debe apoyarse cualquier intento de explicación de la organización secuencial observada en una cuenca sedimentaria o parte de la misma. Esta afirmación contrasta con la práctica habitual seguida en muchos trabajos de estratigrafía secuencial.