

7-11-160 (2)

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha ... 14/7/03
ENTRADA NUM. ... 2232



UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA

**MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DELTAICA EN LAS CUENCAS
NEÓGENAS DE LA CORDILLERA BÉTICA
(SECTORES CENTRAL Y ORIENTAL)**

TOMO II

Tesis que presenta el doctorando
Fernando García García (Junio - 2003)

Fdo. Fernando García García

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento 5 166 06553
Nº Copia 2 179 640 39

UNIVERSIDAD DE GRANADA
30 JUN. 2003
COMISION DE DOCTORADO

6. SÍNTESIS DE LOS DELTAS TORTONIENSES

6. SÍNTESIS DE LOS DELTAS TORTONIENSES

6.1. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA A ESCALA DE LAS SECUENCIAS DELTAICAS

En el apartado de bioestratigrafía del capítulo dedicado a la estratigrafía general de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética se hizo una correlación entre las sucesiones deltaicas estudiadas para el Tortoniense Superior. Esta correlación, realizada a partir del análisis de foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo llevado a cabo por autores que allí se citan, no da una mayor precisión que situar temporalmente los depósitos deltaicos en el Tortoniense superior. Las sucesiones deltaicas de Granada y Bodurria son coetáneas, según estos datos, mientras que la sucesión deltaica de Alboloduy sería, dentro del Tortoniense Superior, algo anterior en el tiempo.

La posición estratigráfica de algunos de los dispositivos deltaicos permite precisar la correlación entre las diferentes sucesiones deltaicas a la escala de las secuencias deltaicas diferenciadas en cada una de ellas.

La aplicación de la estratigrafía secuencial a las sucesiones deltaicas y, en concreto, la correlación de discontinuidades de rango cuencial, desarrollada en apartados posteriores, y la propia arquitectura estratigráfica de las sucesiones pueden ser herramientas útiles para una correlación más precisa. Así, los deltas de Alboloduy migran en un contexto transgresivo, de hecho, representan los primeros sedimentos marinos de la Cuenca de Tabernas y preceden a los depósitos de los abanicos submarinos intercalados entre margas de cuenca pelágica. La correlación, desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, habría de hacerse con los sistemas de plataforma y cuenca pelágica que desarrollan patrones retrogradantes relacionados con contextos transgresivos en las cuencas de Granada y Guadix (Fm. Quéntar y Molicias de Rodríguez-Fernández, 1982, respectivamente) (Fig.).

La sucesión deltaica de Granada y las secuencias progradantes de Bodurria son correlacionables desde el punto de vista bioestratigráfico y arquitectural con los sistemas progradantes de plataforma-talud turbidítico sobre margas de cuenca pelágica desarrollados en el borde sur y norte de la cuenca de Guadix (Fm. Molicias de Rodríguez-Fernández, 1982 y Fms. Negratín y Dehesas de Guadix de Soria, 1993, respectivamente). La última de las secuencias de deltaicas (Secuencia V) de Granada y Bodurria, inmediatamente anteriores a la continentalización de ambas cuencas, son correlacionables, y estas, a su vez, lo son con los dispositivos deltaicos de Lopera y Alicún en el borde sur y norte, respectivamente, de la Cuenca de Guadix (Fig. 84).

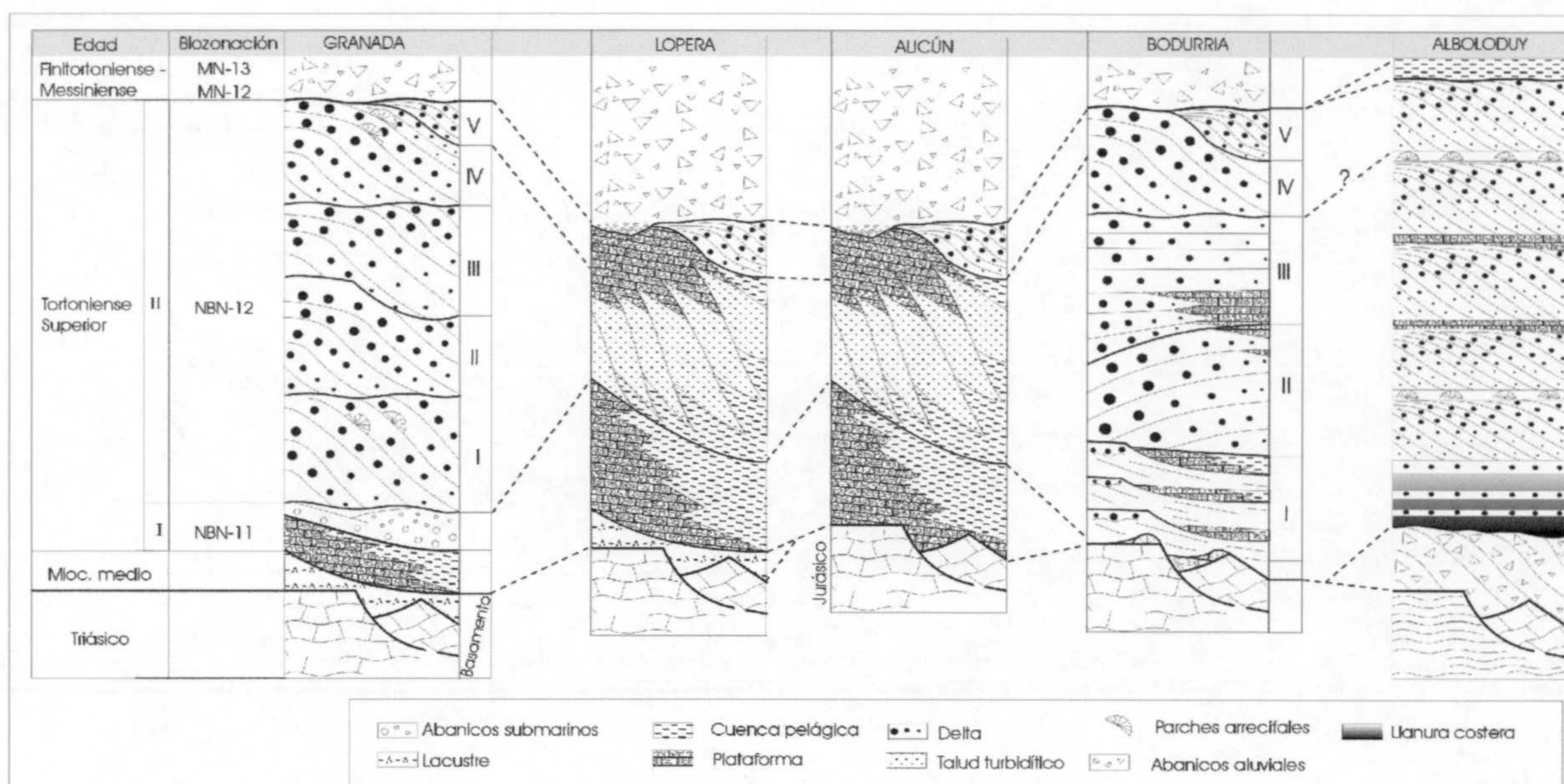


Fig. 84. Correlación (sin escala) de los sistemas deltaicos y otros sistemas deposicionales del Tortonense superior que aparecen en los sectores estudiados realizada a partir de datos bioestratigráficos, de estratigrafía secuencial y paleogeográficos. La equivalencia de los depósitos de algunos sistemas deposicionales en términos de unidades litoestratigráficas definidas anteriormente a este trabajo se citan en el texto. (I-V – Secuencias deltaicas).

6.2. FACTORES ALOCÍCLICOS QUE CONTROLARON LA GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE LOS DELTAS

Los factores autocíclicos que controlaron la génesis y evolución de los deltas son aquellos cuya manifestación tiene lugar dentro de los límites de cada una de las cuencas y, a veces, exclusivamente dentro de los límites del sistema deltaico. Estos factores, (subsistencia tectónica local, fisiografía del fondo sobre el que migran los deltas, litologías del área fuente y la propia dinámica deltaica) han sido analizados en los capítulos dedicados a cada uno de los sistemas deltaicos.

Los factores que han controlado la sedimentación deltaica más allá de los límites de la cuenca y, por tanto, su influencia se ha sentido en las diferentes sucesiones deltaicas estudiadas son el objetivo de análisis en este capítulo. Estos factores son: el eustatismo, la tectónica que afecta a bordes de cuenca y áreas fuentes, con expresión más allá del rango cuencal, y el clima.

6.3. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

6.3.1. ANÁLISIS CUALITATIVO DE LAS ETAPAS TRANSGRESIVA Y REGRESIVA

La relación entre el aporte sedimentario y la subsistencia va a condicionar la geometría interna de los deltas y el patrón de apilamiento de los lóbulos, por tanto, las transgresiones y regresiones (Schlager, 1993). En las sucesiones deltaicas estudiadas se han reconocido dos etapas según el

desplazamiento de la línea de costas: Una primera etapa de tipo transgresivo, y una segunda etapa, esta última de tipo regresivo.

La etapa transgresiva únicamente se registra en las sucesiones de Bodurria, en las tres primeras secuencias deltaicas, y en la sucesión deltaica de Alboloduy. En el resto de sistemas deltaicos estudiados, esta etapa es anterior a la sedimentación deltaica y está representada por sistemas de plataforma marina y cuenca pelágica con desarrollo de patrones retrogradantes. La etapa regresiva, sin embargo, puede analizarse con más detalle pues la mayoría de los deltas estudiados se desarrollan durante esta etapa. A continuación se analiza la etapa regresiva en los cuatro sectores estudiados en las Cuencas de Granada y Guadix donde, a diferencia de lo que se observa en la Cuenca de Tabernas, tiene lugar una importante etapa regresiva durante el Tortonense superior que lleva hasta la definitiva continentalización de ambas cuencas.

6.3.1.1. Borde nordeste de la Cuenca de Granada

En Granada, la etapa transgresiva es anterior al depósito de la primera secuencia deltaica. La etapa transgresiva aquí tiene lugar a lo largo del depósito de la unidad estratigráfica previa a la sucesión deltaica (Fm. Quéntar, Rodríguez-Fernández, 1982). Esta etapa transgresiva se mantendría durante el depósito de los abanicos submarinos sobre los que discordantemente prograda la primera secuencia deltaica.

En general, las secuencias deltaicas de Granada en su progradación hacia el centro de la cuenca producen una evolución regresiva. La trayectoria regresiva de la línea de costas tiene lugar desde la primera clinoforma deltaica de la primera secuencia hasta la última clinoforma de la secuencia deltaica V.

Los últimos sedimentos marinos en el centro de la cuenca están representados por alternancias de yesos y margas con foraminíferos planctónicos interpretados como la sedimentación en un mar cerrado en transición a medios lacustres -Unidad evaporítica inferior de la cuenca de Granada- (Dabrio *et al.*, 1982). Estos sedimentos marinos del centro de la cuenca se han datado como transición Tortonense-messiniense, es decir, algo más modernos que la última secuencia deltaica. Es difícil demostrar que los movimientos tectónicos ocurridos en la cuenca tras la sedimentación marina no hayan modificado la diferencia de cotas original. Si esta diferencia de cotas no se ha modificado en gran medida implica una caída del nivel del mar y una regresión forzada entre la última secuencia deltaica, con fauna marina neta, y la sedimentación de transición marino a continental del centro de la cuenca. Esta caída del nivel del mar y la consiguiente regresión forzada se documenta mejor en los siguientes apartados para los sectores estudiados en la vecina cuenca de Guadix.

6.3.1.2. Bodurria

Antes del inicio de la sedimentación marina, en este sector se desarrollaron conos aluviales que fueron posteriormente inundados por el mar. Previo a la sedimentación deltaica, el mar cubría muy someramente los altos de basamento alpujárride comportándose estos altos como acantilados o fondos rocosos perforados por litófagos. Posteriormente serían colonizados por arrecifes de coral implicando ambientes marinos muy someros. Durante la sedimentación deltaica, la altura de las clinofomas, especialmente la diferencia de altura entre las capas del topset y bottomset de los deltas con geometrías tipo Gilbert, coinciden de forma aproximada con la batimetría de la cuenca en el lugar donde están desarrollándose estos tipos de deltas. Esto, unido al reconocimiento de subambientes sedimentarios correspondientes a la llanura deltaica o topsets, esto es, canales distributarios y bahía interdistributaria, indica la posición aproximada de la línea de costas para cada una de las secuencias deltaicas diferenciadas.

Dos etapas netamente diferenciadas pueden reconocerse en la sucesión deltaica de Bodurria desde el punto de vista de la migración de la línea de costas: una primera etapa de tipo transgresivo y una segunda de tipo regresivo.

La etapa transgresiva es puesta de manifiesto por la retrogradación de las tres primeras secuencias deltaicas (I-III) y el desplazamiento de las cuencas de drenaje de los deltas hacia el interior de los relieves emergidos (desde el complejo Alpujárride al Nevado-Filábride). La transgresión comienza antes del depósito de la primera secuencia deltaica, cuando depósitos marinos litorales, de acantilado y arrecifes de coral se forman sobre pequeños conos aluviales y los materiales del basamento alpujárride.

La etapa regresiva está representada con la progradación de las dos últimas secuencias deltaicas (IV y V) y migración de las cuencas de drenaje hacia las zonas más periféricas de los relieves que constituyen el área fuente de los deltas (desde el complejo Nevado-Filábride hasta el Alpujárride y los propios sedimentos del borde de la cuenca). Esta etapa regresiva puede desglosarse en 3 fases. Una primera fase de regresión normal producida por la progradación hacia el norte de los deltas de la secuencia IV. En una segunda fase, una caída del nivel del mar entre las secuencias IV y V hace que los topsets del delta de la secuencia V se encuentren varias decenas de metros por debajo topográficamente que los topsets de la secuencia IV. Como consecuencia de esta caída del nivel del mar se produce la consiguiente regresión forzada. Finalmente, la tercera fase de la etapa regresiva es la regresión normal provocada por la progradación del delta de la secuencia V hacia el norte y con la que finaliza la sedimentación marina en el sector.

6.3.1.3. Lopera y Alicún

El registro de la evolución transgresiva y regresiva en los bordes de los sectores suroccidental (sector de Lopera) y norte (sector de Alicún) de la cuenca de Guadix ha sido prácticamente simétrica.

En ambos sectores la evolución transgresiva es anterior al depósito deltaico y está representada por la Unidad I. Esta unidad representa una tendencia retrogradante de sistemas de plataforma (Fm. Morollón y Fm. Cherrín definidas en el borde sur y norte, respectivamente) que transicionan distalmente a margas de cuenca pelágica (Rodríguez-Fernández, 1982; Soria, 1993).

También en ambos sectores, la evolución regresiva completa puede ser resumida en tres fases principales. Una primera fase corresponde al depósito de la Unidad II (Fm. Molicias de Rodríguez-Fernández, 1982 y Fms. Negratín y Dehesas de Guadix de Soria, 1993). Esta unidad está representada por sistemas de plataforma-talud turbidítico que progradan sobre margas de cuenca pelágica.

La segunda fase regresiva está representada por una caída del nivel del mar que se pone de manifiesto por diferencia de cota topográfica entre el topset del último sigmoide plataforma-talud de la Unidad II y los topsets de los deltas de la Unidad III (ver un análisis más detallado en el siguiente apartado en el que se hace referencia al sector de Lopera). Esta caída del nivel del mar provoca una regresión forzada. La regresión forzada queda registrada por la posición de la Unidad III, deltas de Lopera y de Alicún, en zonas más centrales de la cuenca que la Unidad II, por tanto, con el desplazamiento de la línea de costas hacia el centro de la cuenca. Con motivo de la caída del nivel del mar, los depósitos de la Unidad II quedan emergidos y, junto a materiales volcánicos en el sector norte, expuestos a la erosión. Esta etapa erosiva aparece representada en los canales de conglomerados volcánicos a la base del delta de Alicún y en la superficie de discontinuidad que separa los deltas de Lopera y Alicún de las margas pelágicas sobre las que ambos deltas migran.

El final de la etapa regresiva en ambos sectores está representada por una tercera fase de regresión, en este caso, de tipo normal asociada a la progradación de los deltas de Lopera y de Alicún. Esta regresión normal se produce con el mar en una posición estable o en ligero ascenso como se deduce de la línea que une los *brinkpoint* (u *offlap breaks* según la terminología de Vail *et al.*, 1991 o Myers y Milton, 1996) de cada una de las cinco fases de progradación registradas en el delta de Alicún y la tendencia agradacional de los depósitos del topset del delta de Lopera. Tras esta fase regresiva se produce la definitiva continentalización de estos sectores.

6.3.1.4. Alboloduy

En Alboloduy, desde el inicio hasta el final de la sedimentación deltaica estudiada se da una tendencia general transgresiva. Esta evolución transgresiva se produce de forma intermitente, de manera que tras un evento transgresivo se produce la regresión por la progradación de los lóbulos deltaicos. Al final del último lóbulo deltaico un evento transgresivo de mayor escala da lugar a la profundización del sector donde se desarrollaran los deltas y llevó la posición de la línea de costas hasta aproximadamente la posición del borde actual de la cuenca de Tabernas.

En resumen, dos etapas desde el punto de vista de la migración de la línea de costas se registran durante el Tortoniense superior en los bordes de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética. La etapa transgresiva únicamente se registra en dos de las sucesiones deltaica estudiadas, las de Bodurria (Secuencias I a III) y Alboloduy (toda la sucesión deltaica). En la cuenca de Granada (Fm. Quéntar de Rodríguez-Fernández, 1982) y el resto de los afloramientos de la Cuenca de Guadix, la etapa transgresiva está representada por sistemas de plataforma retrogradantes que transicionan hacia el centro de cuenca a margas pelágicas (Fm. Morollón de Rodríguez-Fernández, 1982 y Fm. Cherrín de Soria, 1993 en el borde sur y norte, respectivamente, de la Cuenca de Guadix). La etapa regresiva está representada en la Cuenca de Granada por la sucesión deltaica completa, en Bodurria por las dos últimas secuencias deltaicas (IV y V). En Alboloduy, si algún registro tiene esta etapa regresiva estaría representada por la última de las secuencias deltaicas que muestra un dispositivo progradante sobre las anteriores. En los sectores de Lopera y Alicún, la etapa regresiva da comienzo con los sistemas de plataforma-talud progradantes sobre margas pelágicas (Fm. Molicias de Rodríguez-Fernández, 1982, y Formaciones Negratín y Dehesas de Guadix de Soria, 1993 en el borde sur y norte, respectivamente, de la cuenca de Guadix). Esta etapa regresiva en los sectores de Lopera y Alicún culmina con los sistemas deltaicos estudiados.

6.3.2. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LAS ETAPAS TRANSGRESIVA Y REGRESIVA

A partir de la posición de las clinofomas deltaicas de las diferentes secuencias deltaicas se puede hacer una estimación cuantitativa de la migración hacia mar y hacia tierra de la línea de costas. Este análisis cuantitativo se va a llevar a cabo en aquellos sistemas deltaicos en los que las condiciones de exposición permitan realizarlo.

La cuantificación de la transgresión registrada en las sucesiones deltaicas se ha estimado en los deltas de Bodurria. Aquí, la distancia en horizontal entre las facies de bahía interdistributaria-canal distributivo en el topset del primer lóbulo deltaico de la Secuencia I hasta los depósitos de

laggon de la Secuencia III (última secuencia desarrollada en la etapa transgresiva) es de 1 km. En Alboloduy, la distancia en horizontal entre el primer y último de los parches arrecifales que aparecen colonizando las secuencias deltaicas es de 2 km.

Al estar la etapa regresiva mejor registrada en las sucesiones deltaicas estudiadas, esta etapa se va a analizar de forma individual para cada uno de los sectores estudiados. En algunos sectores, como el sector suroccidental y suroriental de la Cuenca de Guadix, las condiciones de afloramiento son tan excepcionales que permiten un análisis cuantitativo bastante preciso.

6.3.2.1. Borde nordeste de la Cuenca de Granada

El desplazamiento en la horizontal de la línea de costas desde la primera a la última clinoforma deltaica aflorante o, lo que es lo mismo, la regresión normal producida por la progradación total de los sistemas deltaicos es de, al menos, 3 km. Entre la primera y última secuencia deltaica hay una caída del nivel del mar de 35 m. La línea que une los puntos de ruptura entre llanura y frente de los deltas de las diferentes secuencias es descendente, en general, hacia la cuenca desde la primera hasta la última secuencia deltaica. Este descenso es muy suave pues en una distancia en la horizontal del orden de 3 km sólo ha descendido en la vertical unos 35 m. Las profundidades marinas estimadas para cada una de las secuencias deltaicas son, por orden de más antigua a más moderna (I a V): 200, 65, 15, 25 y 10 m, respectivamente. La diferencia de batimetría entre la primera y última secuencia deltaica es del orden de los 200 m. Esto implica que, si el descenso vertical del nivel del mar entre una y otra secuencia es de tan sólo 35 m, ha debido producirse un ascenso relativo del fondo del mar.

La diferencia de altura actualmente entre la última secuencia deltaica, es decir, la secuencia deltaica V, que está a una cota topográfica de 1000 m, y la cota a la que se encuentran los últimos sedimentos marinos en el centro de la cuenca, 800 m, es de 200 m. Como ya se ha apuntado, es difícil demostrar que los movimientos tectónicos ocurridos en la cuenca tras la sedimentación marina no hayan modificado la diferencia de cotas original. Si esta diferencia de cotas no se ha modificado en gran medida implica una caída del nivel del mar entre la última secuencia deltaica y la sedimentación de transición marino a continental del centro de la cuenca del orden de 200 m. Curiosamente, como se describe más adelante, ese valor es el que se ha estimado para la caída del nivel del mar que provoca la regresión forzada en el sector suroccidental (sector de Lopera) de la cuenca de Guadix. En Granada, la estimación del valor de la regresión forzada, entendido este como la distancia horizontal de migración de la línea de costas hacia el centro de la cuenca motivada por la caída del nivel del mar, es difícil de cuantificar. El tramo que dista entre la última secuencia deltaica y los afloramientos de los

últimos sedimentos marinos de centro de cuenca están cubiertos por sedimentos continentales más recientes. Se puede hacer una estimación cuantitativa aproximada de la distancia recorrida por la línea de costas en la regresión forzada en una transversal al sur de la zona estudiada (transversal Dílar, donde afloran deltas correlacionables a los estudiados, - Montevives, donde se situaría la costa del mar residual que quedó en centro de la cuenca según interpretación de Dabrio *et al.*, 1982). Este valor máximo de la regresión forzada, ya que no hay afloramientos de sedimentos coetáneos entre ambos puntos, sería de alrededor de 10 km.

6.3.2.2. Bodurria

Durante la primera secuencia, la batimetría del mar donde migraron los lóbulos deltaicos con geometrías de tipo Gilbert que componen esta secuencia era de entre 5 m, en los sectores más proximales donde se han reconocido cliniformas deltaicas (afloramientos sobre el alto de basamento alpujárride más meridional), hasta profundidades de unos 20 m en el surco entre los altos de basamento. Durante el desarrollo de esta secuencia, la altura de las cliniformas de los diferentes lóbulos varía entre esos valores, un mínimo de 5 y máximo de 20 m (Fig. 85). La posición de los topsets de los diferentes lóbulos deltaicos que componen las 3 secuencias menores en las que se ha subdividido esta primera secuencia tienden a desplazarse hacia el sur desde los lóbulos deltaicos inferiores a los superiores. Esta tendencia conlleva una migración de la línea de costas tierra adentro durante la historia deposicional de esta secuencia.

Durante el depósito de las secuencias II y III esta tendencia de la línea de costas a desplazarse tierra adentro se mantiene, de ahí que se encuentren los subambientes sedimentarios de bahía interdistributaria-*lagoon* de algunos lóbulos deltaicos de la secuencia III a aproximadamente 1 km más al sur de los topsets de la secuencia I.

Sin embargo, para las secuencias IV y V esa tendencia se invierte y el desplazamiento de la línea de costas se produce mar adentro. Los topsets del inicio de la secuencia IV se encuentran aproximadamente en la misma vertical que los de la secuencia I, por tanto, 1 km más al norte de la posición donde se han reconocido los subambientes de bahía

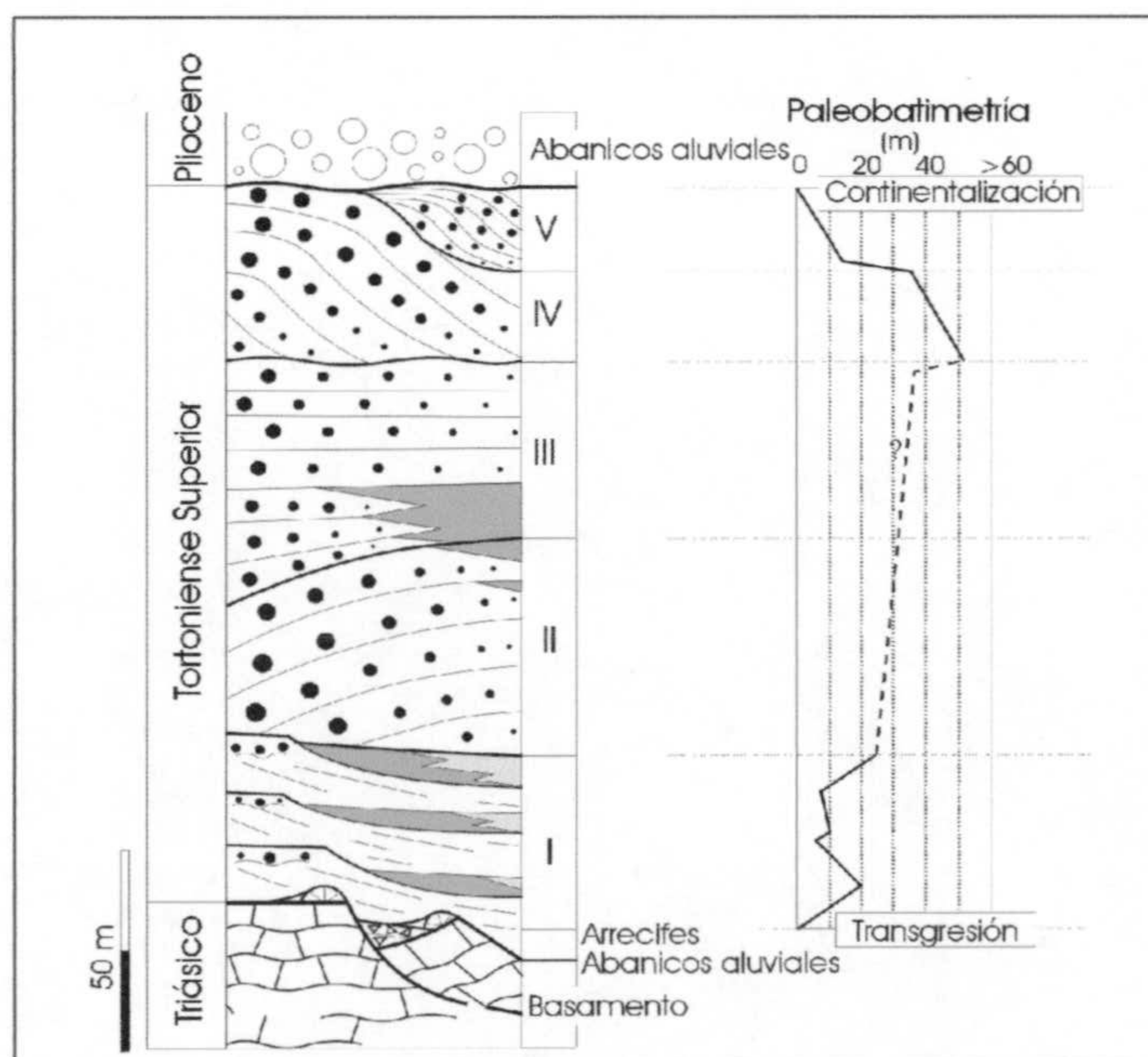


Fig. 85. Curva de variación de la profundidad del mar en el sector de Bodurria a lo largo del depósito de la sucesión deltaica.

interdistributaria de la Secuencia III. En su progradación hacia el norte, la secuencia IV produce una regresión normal del orden de 1 km. Por la altura de las cliniformas deltaicas de esta secuencia la profundidad del mar donde se estaban desarrollando dichos deltas era del orden de 45 m. Sin embargo, la altura de las cliniformas que forman el último lóbulo deltaico de la secuencia V y, por ende, de la sucesión deltaica, revela una profundidad no superior a los quince metros. Entre la secuencia IV y V se produjo una brusca caída del nivel del mar de, al menos, 30 m que llevó consigo una regresión, en este caso de tipo forzada (según terminología usada por Posamentier *et al.*, 1990 y 1992 para diferenciarla de las regresiones normales) (Fig. 86). El delta de la secuencia V prograda hacia el norte produciendo una regresión normal de, al menos, 300 m, que es la distancia entre la primera y última de las cliniformas aflorantes.

El valor total de la regresión que producen las secuencias deltaicas progradantes (mitad superior de la secuencia III y secuencias IV y V) es de algo más de 2,5 km hacia el norte.

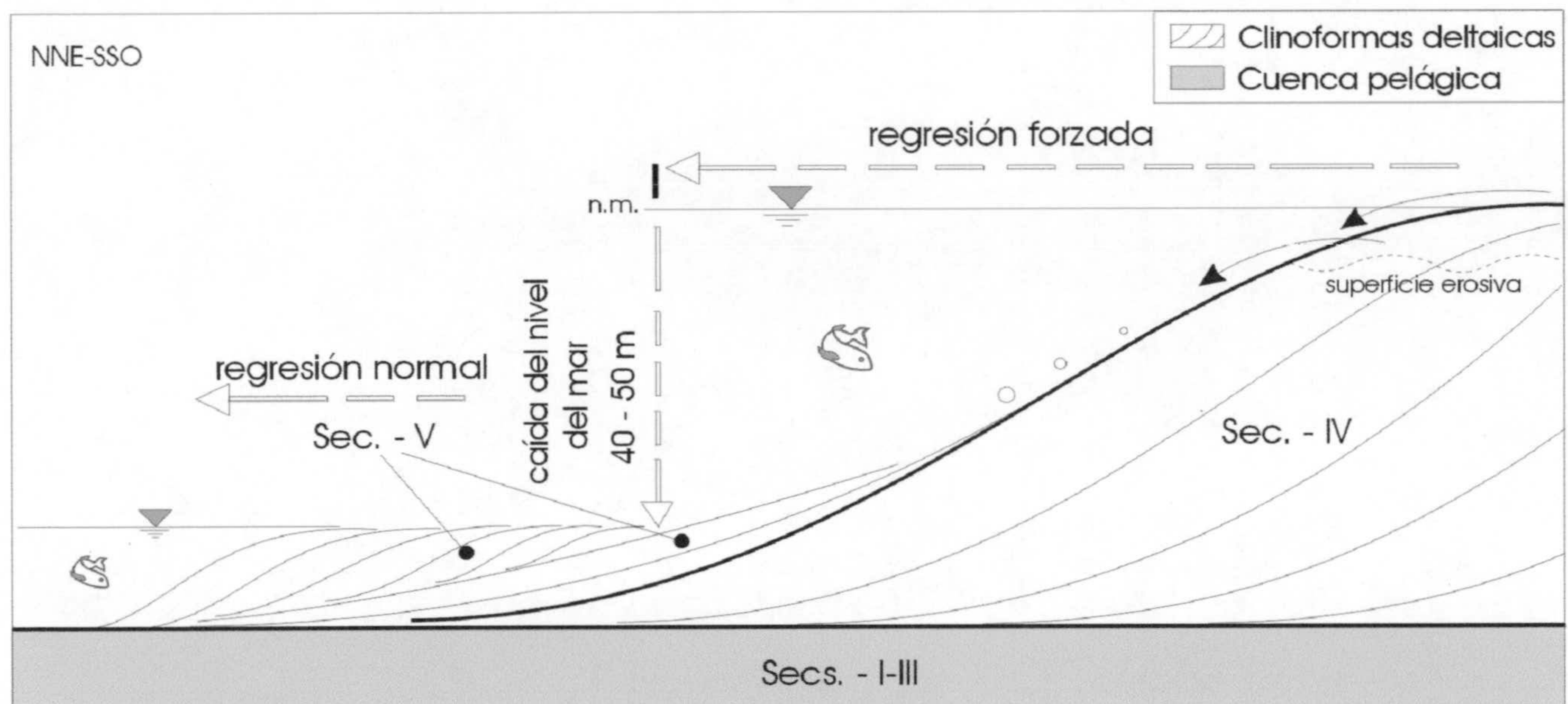


Fig. 86. Esquema sintético del final de la etapa regresiva en Bodurria.

6.3.2.3. Lopera

La evolución regresiva consta de tres etapas: dos etapas de regresión normal separadas por una regresión forzada. La primera etapa regresiva corresponde a la progradación de los sigmoides de plataforma-talud turbidítico de la Unidad II (Fm. Molicias de Rodríguez-Fernández, 1982; Vera y Rodríguez-Fernández, 1988) sobre margas de cuenca pelágica que hace migrar la línea de costas hacia el interior de la cuenca al menos 5 km en sentido noreste. Tras esta etapa de regresión normal, tiene lugar una regresión forzada. En el sector de estudio no hay evidencias que permitan pensar que la Unidad II y la III (delta de Lopera) han respondido a

movimientos tectónicos de forma diferencial sino más bien como un mismo bloque. Los topsets de las clinoformas plataforma-talud de la Unidad II así como del lóbulo deltaico de la Unidad III se conservan horizontales, por tanto sin evidencias de procesos de *tilting* que hagan pensar que no se encuentran en su posición originaria. La paleobatimetría de los topsets de las clinoformas plataforma-talud de la Unidad II, donde se describen ripples de oscilación, como de los topsets del delta, donde se han interpretado facies de playa, de la Unidad III debió ser muy cercana al nivel del mar o unos pocos metros, a lo sumo, en el caso de los topsets de la Unidad II. De ahí que la diferencia de cotas actual de los topsets de la Unidad II (1130 m sobre el nivel del mar) y de la Unidad III (945 m) represente la caída del nivel del mar ligada a la regresión forzada. Esa caída resulta ser del orden de 200 m (Fig. 87). El valor de la regresión forzada, es decir, de la migración hacia el interior de la cuenca de la línea de costas desde la última clinoforma plataforma-talud de la Unidad II a su posición cuando comenzó a desarrollarse el delta de la Unidad III es del orden de 2 km. La altura máxima de las clinoformas del lóbulo deltaico de la Unidad III indica que el mar en el que progradó no debió de alcanzar en este sector profundidades superiores a los 15 ó 20 m. Este lóbulo deltaico progradó, y por tanto, produjo una regresión normal de la línea de costas que en el sector de estudio fue del orden de 3 km.

La regresión completa en este sector es del orden de 10 km hacia el nordeste.

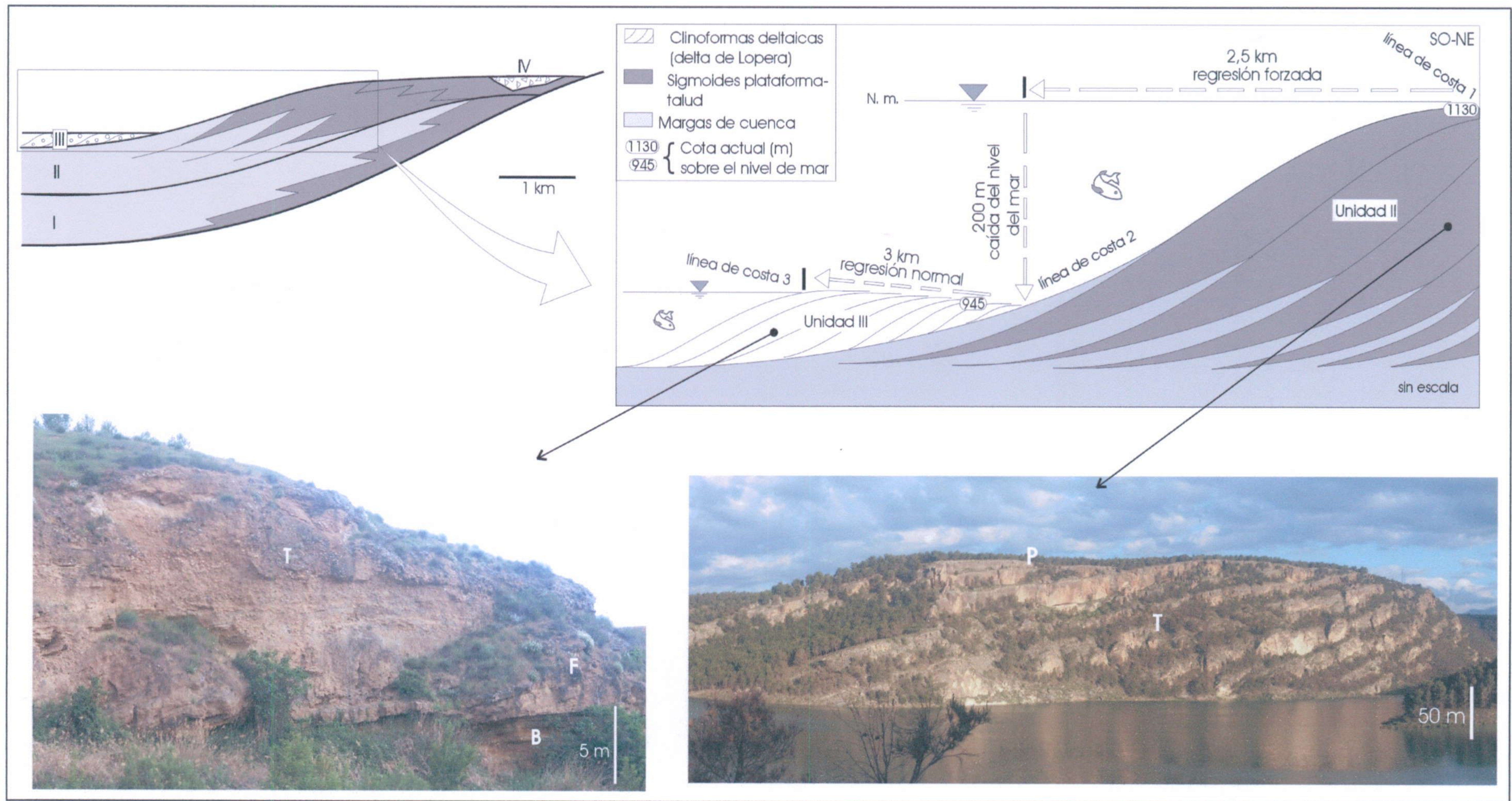


Fig. 87. Esquema estratigráfico sintético del sector suroccidental de la Cuenca de Guadix (figura superior) y análisis cuantitativo de la regresión forzada y normal en el que están involucradas la Unidad II (P – plataforma; T- Talud turbidítico en la foto izquierda) y la Unidad III (Delta de Lopera: T – Topset; F – Foreset; B – Bottomset, en la foto derecha). Obsérvese la diferencia de escala entre las dos fotos.

6.3.2.4. Alicún

En Alicún únicamente se puede realizar una estimación cuantitativa de la regresión normal producida por la migración del delta tras la regresión forzada.

Si consideramos que los *brinkpoints* de las clinoformas deltaicas coinciden aproximadamente con el límite de los *shoreface* descritos en el topset deltaico se puede hacer una equivalencia entre el desplazamiento de los *brinkpoints* hacia el centro de la cuenca y el de la línea de costas. A continuación, se aplica el concepto de la trayectoria de la línea de costa enunciado por Helland-Hansen y Gjerberg (1994), Helland-Hansen y Martinsen (1996) y Hampson (2000) para describir la evolución regresiva normal del delta.

Los *brinkpoint* de la clinoformas para cada una de las cinco unidades deltaicas van ocupando posiciones cada vez más internas en la cuenca (Fig. 88A). El valor de este desplazamiento entre la primera y última clinoforma de cada una de las unidades deltaicas es gradualmente decreciente siendo de algo más de 70 m para la primera unidad, 50 m para la segunda, 20 m para la tercera, 30 m para la cuarta y de 10 m para la última de las unidades deltaicas. El desplazamiento total en la horizontal es de 180 m. En la vertical, el desplazamiento de los *brinkpoint* es muy pequeño, describiendo una trayectoria estacionaria o ligeramente ascendente para las tres primeras unidades. La tendencia de esta trayectoria es indicativa de una evolución del sistema eminentemente progradante con ligera agradación inicial coincidente con el modelo de regresión normal descrito por Helland-Hansen y Gjerberg (1994), Helland-Hansen y Martinsen (1996) y Hampson (2000). Esta misma situación se repite entre la cuarta y quinta fase de construcción del delta. Sin embargo, entre la posición del *brinkpoint* de la tercera y cuarta fase de construcción deltaica la trayectoria es descendente, coincidente con el modelo de regresión forzada acrecional y *downstepping* descrito por los mismos autores.

El mar en el que entran los depósitos deltaicos es muy somero. La evolución batimétrica de este mar queda registrada en la variación de altura de las clinoformas, medida desde el topset al bottomset. La altura de las clinoformas desde la primera a la última unidad deltaica es decreciente, de donde se desprende que la profundidad del mar donde migraban los cuerpos deltaicos fue disminuyendo. La estimación cuantitativa aproximada de la evolución batimétrica varía desde los 30 m de profundidad para el momento en el que se desarrolla la primera unidad deltaica, 22 m para la segunda, 16 m para la tercera y 8 y 4 m de profundidad para el mar donde migraron respectivamente las unidades deltaicas 4 y 5 (Fig. 88B). La disminución de la profundidad del mar se debe a una subida relativa del fondo del mar y no a la bajada del nivel del mar que, como antes se ha deducido, en general, permanece estable o en ligero ascenso. La única

caída del nivel del mar se registra entre la tercera y cuarta unidad deltaica; pero esta caída es mínima.

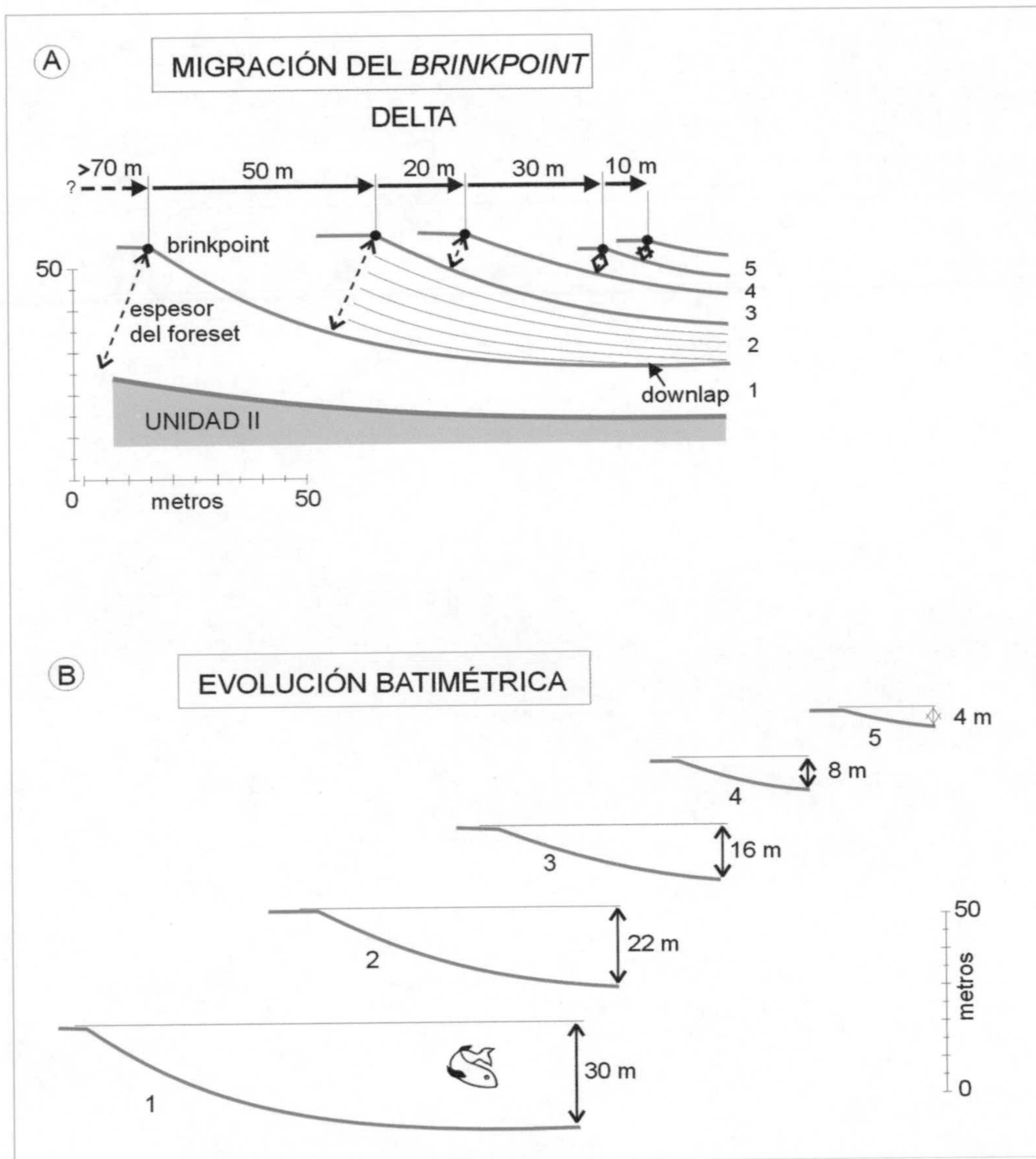


Fig. 88. Esquemas donde se representa la regresión normal a partir de la migración de los *brinkpoints* de las clinofomas deltaicas (A) y la disminución de la profundidad del mar para las cinco fases de progradación del delta de Alicún (B).

6.3.3. CORTEJOS SEDIMENTARIOS ESTABLECIDOS A PARTIR DE LA CURVA DE CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR LOCAL

La evolución transgresiva y regresiva de las sucesiones deltaicas estudiadas y otros sistemas sedimentarios correlacionables puede ser estudiada en el marco de la Estratigrafía secuencial. Así, obtenida la curva de cambios del nivel del mar a escala de las cuencas a partir de la

correlación de los cambios del nivel del mar registrados en cada una de las sucesiones deltaicas estudiadas se pueden reconocer cuatro cortejos sedimentarios. Estos cortejos sedimentarios no se dan todos en todas las sucesiones deltaicas estudiadas. Los cortejos sedimentarios son, en orden cronológico de más antiguo a más moderno (según terminología usada por Posamentier *et al.*, 1988 y 1992, y Hunt y Tucker, 1992): Cortejo transgresivo (TST: *Transgressive systems tract*), cortejo de alto nivel del mar (HST: *Highstand systems tract*), cortejo de cuña de regresión forzada (FRWST: *Forced regressive wedge systems tract*) y cortejo de cuña de bajo nivel del mar (LWST: *Lowstand systems tract*).

El cortejo transgresivo está representado en Bodurria por las secuencias I, II y parte inferior de la secuencia III y en Alboloduy por la sucesión deltaica completa. En el resto de sectores de estudio, este cortejo está representado por la Unidad estratigráfica I, es decir, sistemas de plataforma que transicionan a margas pelágica hacia el centro de la cuenca mostrando dispositivos retrogradantes (Fernández *et al.*, 1996a). Este cortejo se inicia con la transgresión que inunda las cuencas incipientes de Granada y Guadix y la cuenca con sedimentación continental de Tabernas. Este cortejo finaliza con la mayor extensión del mar alcanzada en estas cuencas.

El resto de los cortejos sedimentarios que a continuación se describen pertenecen a la evolución regresiva y se registran en los sectores estudiados de la cuenca de Guadix y Granada mientras que el sector de Alboloduy en la cuenca de Tabernas continúa la tendencia regresiva con el depósito de margas de cuenca pelágica.

El primero de los cortejos sedimentarios de la etapa regresiva es el cortejo de alto nivel del mar y está representado en la cuenca de Granada por la sucesión deltaica completa; en Bodurria está representado por la parte superior de la secuencia III, y la secuencia IV, y en los sectores suroccidental y norte de la cuenca de Guadix por los sistemas progradantes de plataforma-talud sobre margas de cuenca pelágica de la Unidad estratigráfica II.

El segundo cortejo sedimentario de la etapa regresiva es el relacionado con el evento de regresión forzada y la caída relativa del nivel del mar que lo provoca (Fig. 89). Según la terminología de Hunt y Tucker (1992), se trata del cortejo sedimentario de cuña de regresión forzada o su equivalente, el cortejo sedimentario de abanico de bajo nivel del mar (LFST según la terminología de Posamentier *et al.*, 1988). Está representado por la superficie basal de la Unidad estratigráfica III, es decir, por la superficie de discontinuidad que separa las margas de cuenca pelágica de la Unidad II, por debajo, y los sistemas deltaicos de Lopera, Alicún y la secuencia deltaica V de Bodurria, por encima. En Alicún y Bodurria, este cortejo tiene un registro sedimentario. En Alicún, el conglomerado basal que se canaliza a la base del delta de la

Unidad III y a techo de las margas de cuenca pelágica de la Unidad II forma parte de este cortejo sedimentario. En Bodurria es aún más claro el registro sedimentario de la cuña de regresión forzada. En Bodurria también hay un conglomerado basal a la base de la última secuencia deltaica (secuencia V) y sobre la margas de cuenca pelágica. A diferencia de Alicún este cuerpo conglomerático no desarrolla geometrías canaliformes sino tabular y con gran extensión longitudinal. Sobre el conglomerado basal se apilan unas capas inclinadas hacia la cuenca, con geometría cuneiforme y que se acuñan distalmente haciéndose asintóticas con el fondo. Estos depósitos se interpretan en Bodurria como el registro de un cortejo sedimentario de cuña debido a la regresión forzada.

El tercer y último de los cortejos sedimentarios previo a la definitiva continentalización de las cuencas de Guadix y Granada es el cortejo sedimentario de cuña de bajo nivel del mar correspondiente a la menor extensión del mar registrada en estas cuencas. Este cortejo sedimentario está formado por pequeños cuerpos deltaicos (Unidad III de las cuencas de Granada y Guadix), principalmente con geometrías de tipo Gilbert (deltas de Lopera, Alicún y el último de Bodurria), que en su progradación producen una regresión normal en un mar residual con el nivel estable o en ligero ascenso. Estos cortejos sedimentarios se encuentran a la base y pegados al último sigmoide o clinofoma del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. Según la terminología de Ainsworth y Pattison (1994) representaría un cortejo de bajo nivel adosado (*detached lowstand systems tract: LSTd*).

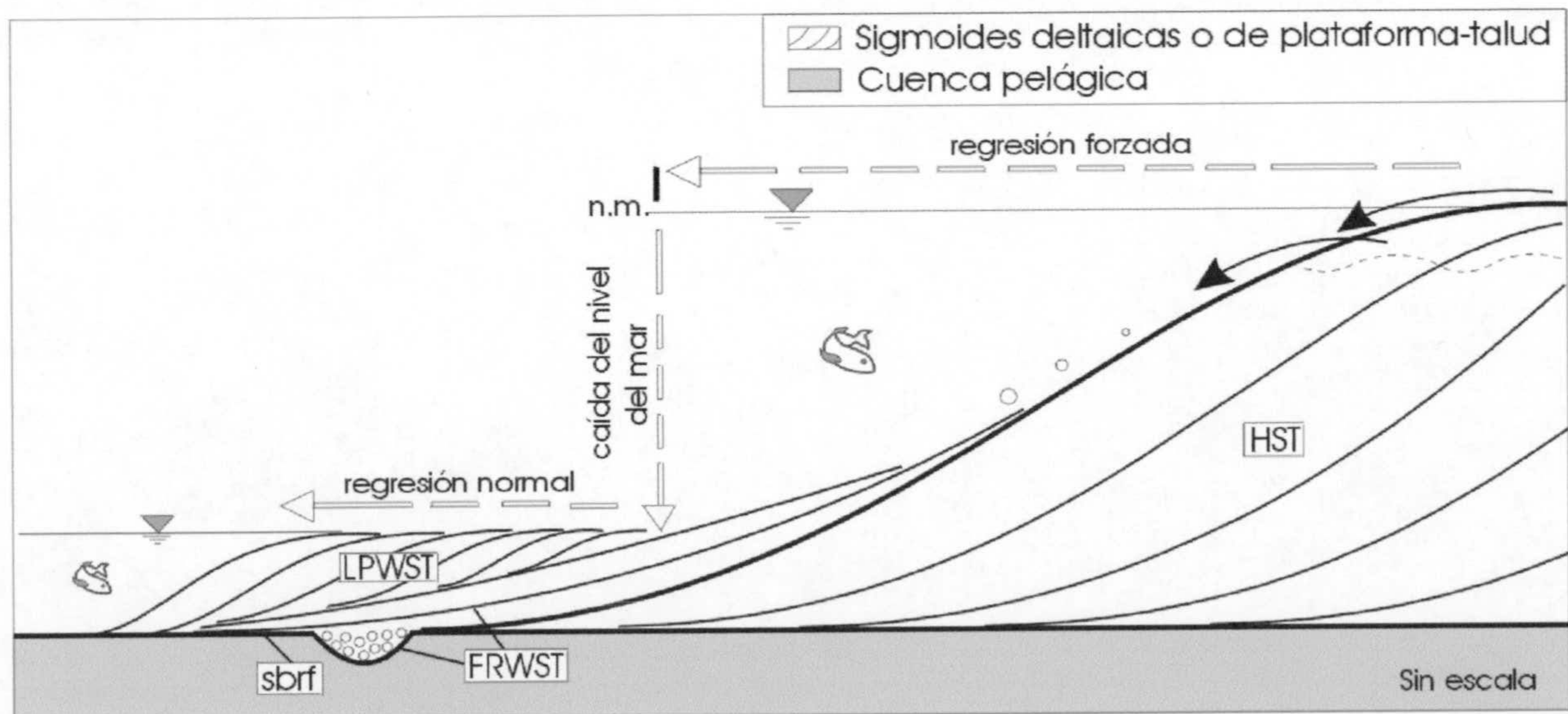


Fig. 89. Esquema de síntesis de los cortejos sedimentarios que intervienen al final de la etapa regresiva registrada en la cuenca de Guadix usando la terminología usada por Posamentier (*op.cit.*) y Hunt y Tucker (*op.cit.*). HST – Cortejo de nivel del mar alto; sbrf – superficie basal de la regresión forzada; FRWST – cortejo de cuña de la regresión forzada y LPWST – Cortejo de cuña progradante de bajo nivel del mar.

6.3.4. COMPARACIÓN ENTRE LA CURVA DE CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR LOCAL Y LA CURVA EXXON: CONTROL EUSTÁTICO DE LA SEDIMENTACIÓN

A continuación se va a comparar la curva de cambios del nivel del mar local elaborada a partir de los datos anteriormente expuestos y la curva Exxon (Haq *et al.*, 1988) (Fig. 90). El ciclo de la curva Exxon que abarca el Tortoniense superior, que es el rango de edad durante el que se desarrollan las sucesiones deltaicas estudiadas, es el ciclo de tercer orden TB 3.2.

El cortejo transgresivo descrito se inicia con una transgresión regional, se registra en todos los sectores estudiados en las diferentes cuencas, y finaliza con una superficie de máxima inundación, representada por la máxima extensión que ocupan las margas de cuenca pelágica. Este cortejo puede ser correlacionado con el cortejo transgresivo del ciclo de tercer orden TB 3.2., caracterizado por un ascenso eustático a escala global.

El cortejo de alto nivel del mar descrito es correlacionable con el cortejo de alto nivel del mar propuesto por Haq *et al.*, *op.cit.*, para el ciclo de tercer orden TB 3.2 caracterizado a escala global por una posición estabilizada del nivel del mar alto. Sin embargo, a partir del cortejo sedimentario de alto nivel del mar deja de existir semejanza entre la curva del nivel del mar local y la curva Exxon. Tras el desarrollo del cortejo de alto nivel del mar, se produce en los sectores estudiados una caída del nivel del mar. Esta caída no está representada en la curva global, donde el contexto de alto nivel del mar se prolonga hasta el tránsito Tortoniense-Messiniense. En cambio, en los sectores estudiados se han reconocido cortejos de bajo nivel, tras la caída del nivel del mar (cortejos de cuña debida a la regresión forzada y de cuña de bajo nivel del mar) previos al tránsito Tortoniense-Messiniense. En la curva Exxon, la caída del nivel del mar con la que finaliza del ciclo TB 3.2 es posterior y no tiene lugar hasta la base del Messiniense. Según lo expuesto, la regresión forzada no está inducida por una caída eustática (según terminología de Hunt y Tucker, 1992) sino por una caída del nivel del mar relativa inducida por otro factor, en este caso, la tectónica local como se demuestra en el siguiente apartado.

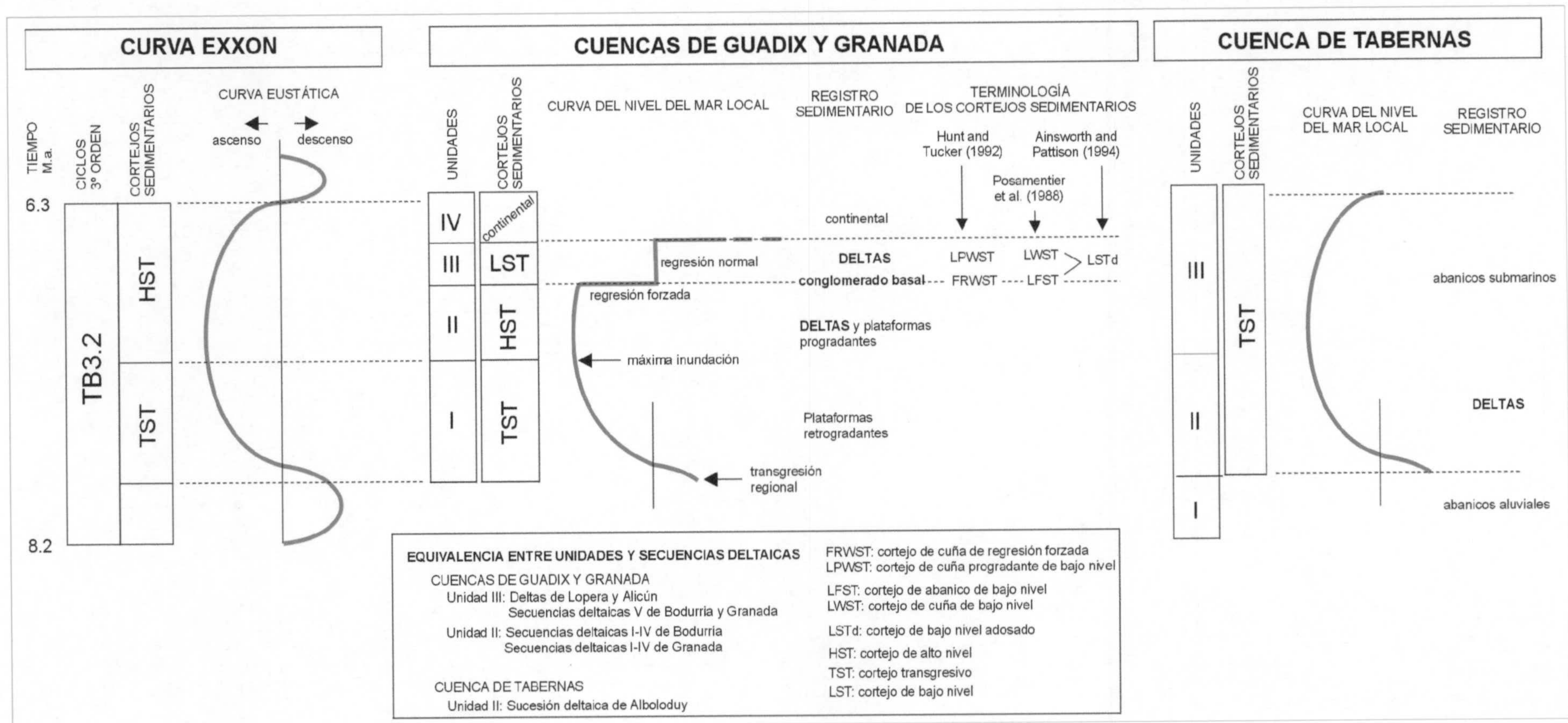


Fig. 90. Gráfico de correlación entre los cambios del nivel del mar global y los cambios del nivel del mar local durante el Tortoniano a partir de los datos obtenidos del estudio de los sistemas deltaicos y otros sistemas correlacionables en las cuencas de Guadix, Granada y Tabernas.

6.4. TECTÓNICA REGIONAL Y SEDIMENTACIÓN DELTAICA

6.4.1. BORDES TECTÓNICAMENTE ACTIVOS DONDE SE ADOSARON LOS SISTEMAS DELTAICOS

Los bordes sobre los que están adosados algunos de los sistemas deltaicos estudiados son bordes que han sido tectónicamente activos en diferentes intervalos de tiempo. Las directrices que muestran algunos de estos bordes son coincidentes, dominando los bordes cuyas direcciones son noroeste-sureste. Este es el caso de los bordes sobre los que se desarrollan los ejemplos estudiados en la cuenca de Guadix. Yendo aún más lejos, en cartografía se observa como el borde norte de la cuenca, donde se desarrolla el delta de Alicún, y el borde suroriental, donde hacen lo propio las secuencias deltaicas de Bodurria, coinciden en una misma dirección estructural (N135°E). En Alicún, el borde que limita el basamento y el delta está representado por fallas extensionales de alto ángulo que bajan el bloque noreste produciendo el basculamiento de 10 a 30° de los sedimentos. En Bodurria también se han descrito fallas con esa misma dirección y también de tipo extensional, unas de alto ángulo y otras lítricas de bajo ángulo. En Bodurria, la actividad de estas fallas extensionales es coetánea al depósito de las tres primeras secuencias. En estas secuencias se han encontrado rasgos, ya comentados, sobre esta tectónica extensional sincrónica con las tres primeras secuencias: anticlinales de compensación, abanicos de capas y discordancias que se abren hacia el borde de cuenca, retrogradación de los depocentros y las propias secuencias deltaicas. Viseras (1991) ya apunta en su tesis doctoral sobre el relleno continental de la cuenca de Guadix a una estructuración del basamento de la cuenca en tres bloques limitados por direcciones estructurales orientadas de noroeste a sureste. Por los datos que aquí se aportan, esta estructuración podría haber comenzado durante la historia marina de la cuenca.

A partir del estudio de las sucesiones deltaicas se reconoce un cambio en el comportamiento tectónico de estos bordes. En ellos se produce una inversión tectónica desde extensional a compresiva a lo largo del Tortoniense superior. El caso más manifiesto se observa en la sucesión deltaica de Bodurria. Las tres primeras secuencias se depositaron en un contexto distensivo dominado por estructuras extensionales que han quedado descritas mientras que las dos últimas secuencias lo hacen en un contexto compresivo. El desplazamiento de los depocentros de estas dos secuencias hacia el centro de la cuenca, la tendencia progradante de los lóbulos deltaicos y la migración de sus cuencas de drenaje desde los materiales que forman el núcleo de Sierra Nevada y Filabres (Complejo Nevado-Filábride) hasta los que orlan estas sierras (Complejo Alpujárride) son signos todos ellos de un levantamiento-rejuvenecimiento de estos relieves. En Granada, previa al depósito de la primera secuencia deltaica se produce una etapa de plegamiento.

6.4.2. REGRESIÓN FORZADA POR EL LEVANTAMIENTO TECTÓNICO REGIONAL DEL SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA BÉTICA A FINALES DEL TORTONIENSE

Tal y como se ha descrito en apartados precedentes, una de las últimas fases de la etapa regresiva de las cuencas de Guadix y Granada es una regresión forzada, con la que se incian los deltas de Alicún, Lopera y la última secuencia deltaica de Bodurria. También se ha llegado a la conclusión, en el apartado dedicado a la comparación entre la curva de cambios del nivel del mar local y la curva Exxon, de que la caída del nivel del mar registrada en las cuencas de Guadix y Granada y, la consiguiente regresión forzada, no tienen un origen eustático. El otro factor de control que los impulsores de las regresiones forzadas aducen para su origen es el tectónico.

Las cuencas neógenas del sector central de la Cordillera Bética sufrieron un levantamiento a finales del Tortoniense superior que desembocó en su definitiva continentalización (Rodríguez-Fernández, 1982). Otras cuencas neógenas de la Cordillera Bética, situadas al sur, este y norte de las de Guadix y Granada, no sólo mantuvieron su sedimentación marina sino que para finales del Tortoniense superior se registra una profundización en las mismas. Esto ocurre, entre otras cuencas, en las de Tabernas, al sur, (Pascual, *op. cit.*), Corredor de Almanzora, al este, (Guerra-Merchán, *op. cit.*) y, al norte, en la Cuenca del Guadalquivir (Sierro *et al.*, 1990).

A partir del estudio que se ha realizado de los sistemas deltaicos que se generaron como consecuencia de este levantamiento regional se observa que la respuesta a este levantamiento de los diferentes sectores estudiados en las cuencas del sector central de la cordillera (Guadix y Granada) fue algo diferente de unos a otros.

En Alicún, basamento y cuenca no se levantaron como un bloque unitario sino que las fallas extensionales descritas en el borde dieron lugar a un levantamiento diferencial. Así, el basamento y con él los sistemas de plataforma desarrollados previos al delta sufrieron una mayor levantamiento que el fondo de la cuenca donde se desarrollaría el delta. Las fallas extensionales compensaron parte del levantamiento produciendo un hundimiento relativo de la cuenca. Esta situación originó la fuerte denudación de los sistemas de plataforma previos al delta, prácticamente ausentes en el sector, la caída del nivel del mar y la regresión forzada registrada en el conglomerado basal, tras el cual progresa el delta de Alicún (Fig. 100).

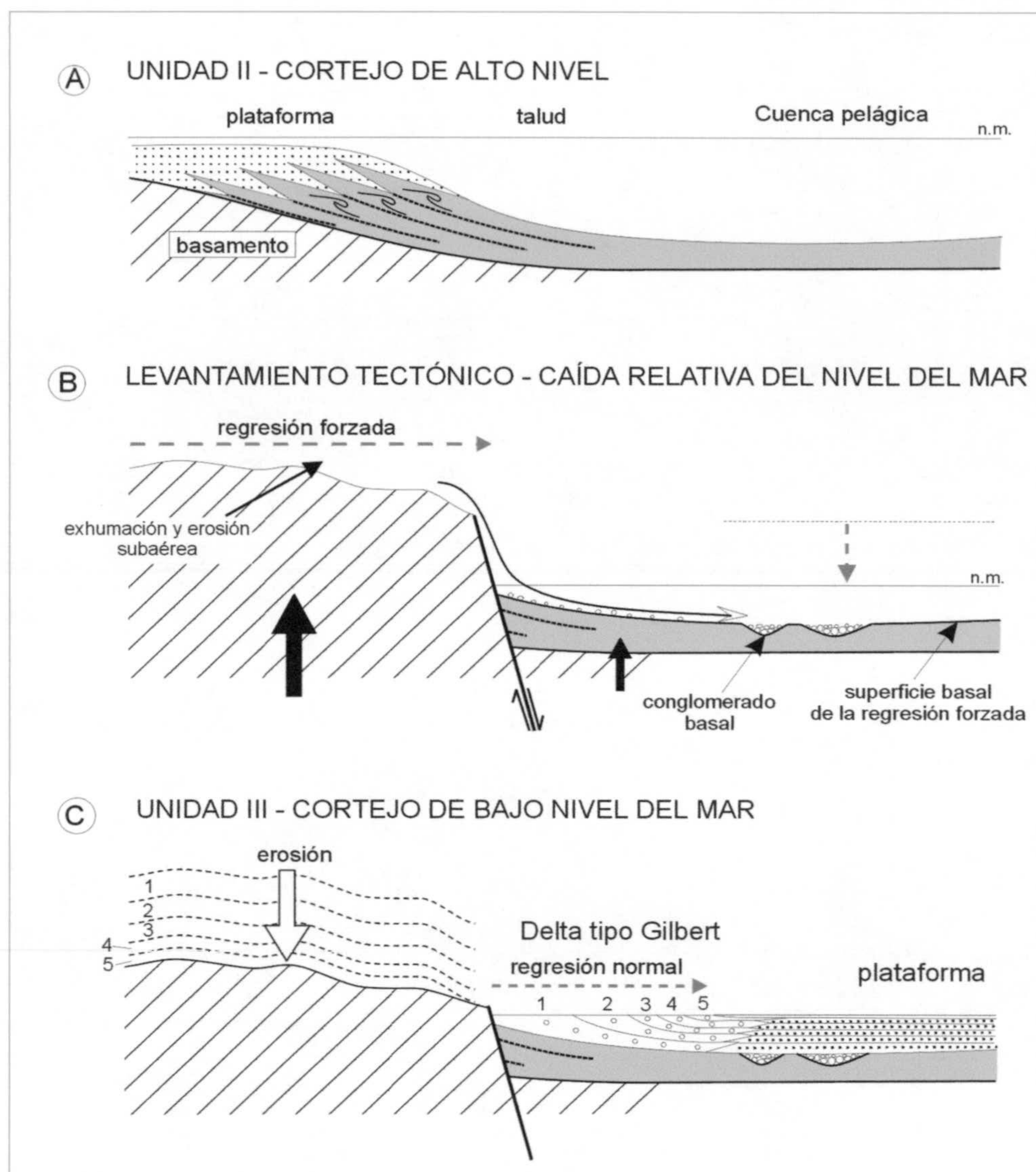


Fig. 100. Relación entre la tectónica del borde de la cuenca y la regresión forzada y el posterior desarrollo del delta de Alicún.

En Bodurria y Lopera, al contrario que en Alicún, no hay fallas que medien entre el cortejo sedimentario de alto nivel (deltas y sistemas de plataforma-talud) y el cortejo de bajo nivel (deltas). Ambos cortejos sedimentarios en ambos sectores han tenido una respuesta como un bloque unitario al levantamiento regional que se ha aludido como inductor de la regresión forzada. Aún teniendo una respuesta semejante ambos sectores difieren, en cambio, en el valor de la caída del nivel del mar. Antes de la caída del nivel del mar en el sector suroccidental de la cuenca (Lopera) progradan sigmoides de unos 200 m de altura y en el suroriental (Bodurria) hacen lo propio cliniformas de 50 m de altura. Esto indica una profundidad diferente en ambos sectores, del orden de 150 m mayor en el sector de Lopera que de Bodurria. Tras la caída del nivel del mar y regresión forzada, progradan dos delta, uno en cada sector, sobre margas de cuenca pelágica y en un mar de 10 a 20 m de profundidad. Esta homogeneización de la

batimetría en dos sectores del mismo borde de cuenca tras la caída del nivel del mar inducida por la tectónica conlleva una respuesta diferencial al mismo evento de levantamiento regional. Es una prueba más que confirma la estructuración en más de un bloque de la cuenca de Guadix anterior a su continentalización. El bloque suroccidental de la cuenca estaba situado más de un centenar de metros por debajo del suroriental antes de la regresión forzada y se levantó del orden de 150 m más que el bloque suroriental en respuesta al mismo evento de levantamiento regional que indujo la regresión forzada.

La regresión forzada generó importantes cambios paleogeográficos en las cuencas de Guadix y Granada (Fig. 101). Quizás uno de los cambios más significativos fue la desconexión marina de ambas cuencas. El levantamiento del corredor que comunicaba las cuencas de Granada y Guadix comenzó antes del evento de caída del nivel de mar brusca y regresión forzada. Durante el desarrollo de los sigmoides de plataforma-talud de la Unidad II en Guadix (Fm. Molicias de Rodríguez-Fernández, 1982) se observa un desplazamiento en el sentido de progradación de los sigmoides desde N a NE. Este cambio en el sentido de progradación hacia el noreste puede explicarse por un levantamiento de los relieves que se sitúan al oeste de esta plataforma que comenzarían a comportarse como un umbral submarino entre las cuencas de Guadix y Granada. Una vez que se produce el evento de levantamiento regional que provoca la caída del nivel del mar y consiguiente regresión forzada, en Granada el mar se restringe al centro de la cuenca. En la de Guadix, la línea de costas se desplazó hacia el norte y hacia el este. El sector suroccidental de la cuenca quedó comunicado con el norte y oeste de la cuenca a través de una lengua de mar donde progradó el delta de Lopera. Al este de la cuenca, por el sector de Bodurria, la cuenca de Guadix estaba conectada a través del corredor del Almanzora con el Mediterráneo (Guerra, 1992). Al norte, en el sector de Alicún, la cuenca estaba comunicada con la cuenca del Guadalquivir. Esta conexión de la cuenca de Guadix con una cuenca de influencia oceánica, en este caso Atlántica, se pone de manifiesto por las barras submarinas que migran en la plataforma coetánea al delta de Alicún y que se desplazan por la acción de corrientes con influencia oceánica.

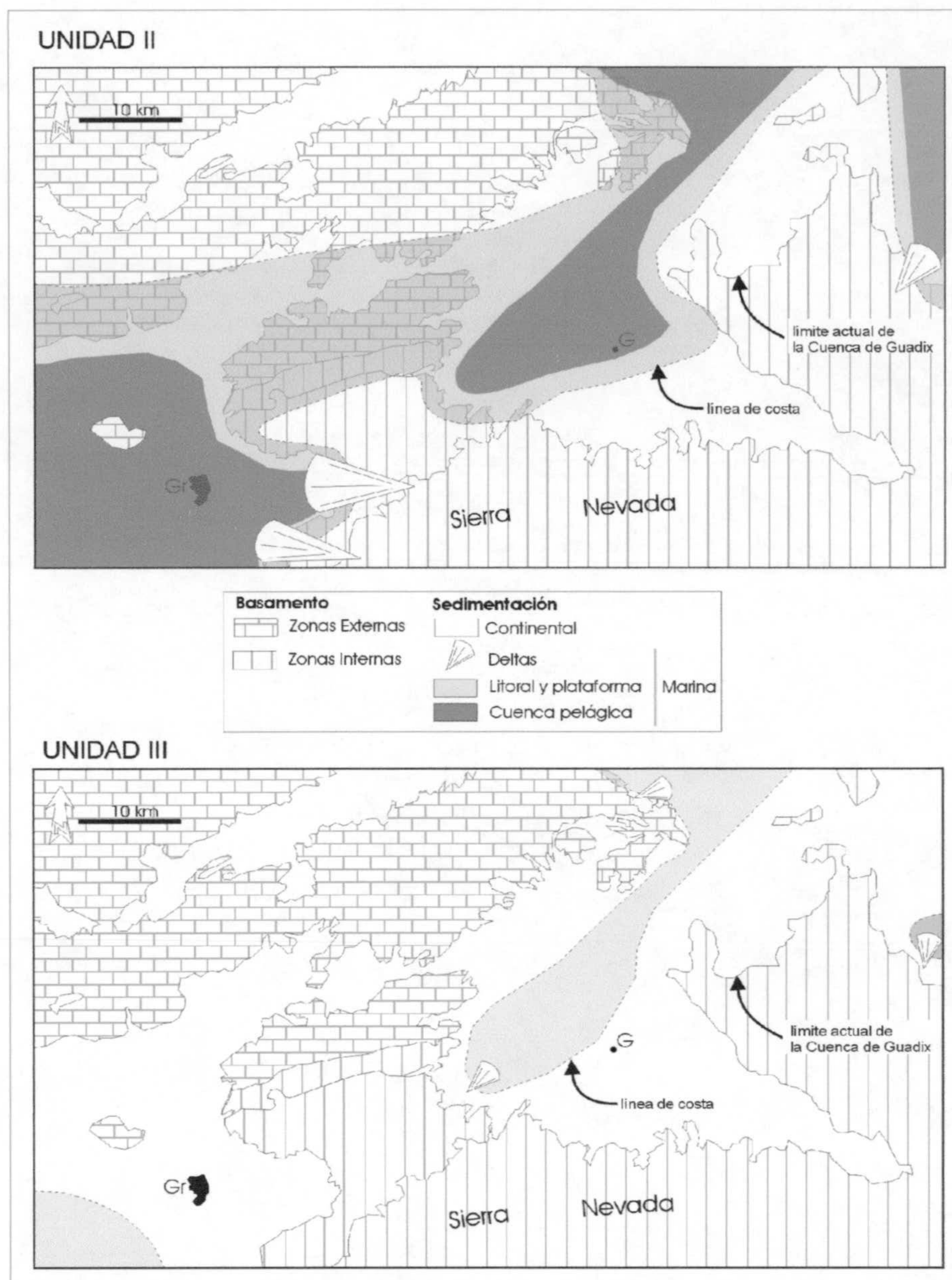


Fig. 101. Paleogeografía de la cuenca de Guadix y sector nordeste de la cuenca de Granada durante el depósito de la Unidad II, previa a la regresión forzada por la tectónica, y durante la Unidad III, inmediatamente posterior a la regresión forzada (Gr –Granada; G – Guadix).

6.4.3. RELACIÓN ENTRE LOS PRINCIPALES EVENTOS TECTÓNICOS REGIONALES Y LA SEDIMENTACIÓN DELTAICA

A continuación se realiza una correlación entre los principales eventos tectónicos descritos en la Cordillera Bética durante el Tortoniano y las secuencias deltaicas estudiadas (Fig. 102).

Está documentado en el sector central de la cordillera una etapa de esfuerzos compresivos que se conoce como el evento compresivo intratortoniano (Estévez *et al.*, 1982). Este evento se situó entre el Tortoniano inferior y superior; pero a raíz de las nuevas estudios bioestratigráficos (Martín Pérez, 1997) habría que situarlo en el Tortoniano superior neto. Este evento es el causante de la etapa compresiva registrada en las sucesiones deltaicas. En Granada este evento

produce el plegamiento de los depósitos interpretados como abanicos submarinos y, por tanto, es inmediatamente anterior a la primera secuencia deltaica registrada en el borde noreste de esta cuenca. En Bodurria, este evento compresivo se sitúa entre el depósito de la secuencia III y la IV.

Un segundo evento compresivo, en este caso, finitortoniense, es el culpable de la caída del nivel del mar y la consiguiente regresión forzada que finaliza con la formación de los deltas de Alicún, Lopera y el último de Bodurria. Este evento compresivo dio lugar al levantamiento tectónico no sólo de la Cuenca de Guadix también se extendió a otras cuencas del sector central de la cordillera como la Cuenca de Granada (Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano & Rodríguez Fernández, 1996). Este segundo evento compresivo trae consigo la exhumación de los materiales del complejo alpujárride que forman parte de los relieves de Sierra Nevada y Filabres a los que están adosados algunos de los deltas estudiados (Granada, Lopera, Bodurria y Alboloduy). Los materiales del Complejo Alpujárride fueron erosionados durante la etapa extensional (Secuencias I a III) de Bodurria; pero su presencia en los clastos de los deltas de la etapa compresiva es testimonial (secuencia IV de Bodurria) o nula (deltas de Granada) en detrimento de los clastos de naturaleza nevado-filábride (materiales que conforman el núcleo de Sierra Nevada y Filabres). Sin embargo, al final de la etapa compresiva (última secuencia deltaica de Granada) y especialmente tras la regresión forzada (última secuencia deltaica de Bodurria) vuelven a ser fuertemente erosionados los materiales del complejo Alpujárride. Además de este importante desmantelamiento de los materiales del complejo Alpujárride se erosionan las secuencias deltaicas infrayacentes situadas más cercanas al borde de las cuencas. A partir, por tanto, del estudio de la composición de los clastos que alimentan las secuencias deltaicas se observa una secuencia de desmantelamiento de Sierra Nevada y Filabres normal y otra inversa (según terminología usada por Colombo, 1994). La secuencia de desmantelamiento normal está alimentada primero por clastos de la erosión del complejo superior (Alpujárride) como se observa en las tres primeras secuencias de Bodurria y en la Unidad I de Granada, y luego se desmantela el complejo inferior (Nevado-Filábride) tal y como se observa en la secuencia IV de Bodurria y todas la cuatro primeras secuencias deltaicas de Granada. Tras esta secuencia de desmantelamiento normal le sucede una inversa en la que tras el desmantelamiento del complejo inferior vuelve a desmantelarse el complejo superior, incluidos los sedimentos del margen de la cuenca, como se reconoce en las secuencias V de Granada y Bodurria. Estudios con *fission track* han confirmado esta hipótesis (Johnson *et al.*, 1997). Esta secuencia de desmantelamiento inversa está en consonancia con el inicio, a finales del Tortoniense, de la

formación de la estructura antiformal de gran radio que conforma la actual estructura de los relieves de Sierra Nevada y Filabres (Sanz de Galdeano, 1990).

Galindo-Zaldívar *et al.* (1993 y 1996) describe la actuación de fallas normales de alto ángulo, algunas lístricas asociadas a las cuales se generaron anticlinales de compensación, de orientación NO-SE al oeste de Sierra Nevada, en el borde oriental de la cuenca de Granada. Estas fallas, activas desde el Mioceno superior, tienen la misma orientación que los bordes sobre los que se instalan los ejemplos deltaicos estudiados en la Cuenca de Guadix. Asociados a estos deltas también se han documentado fallas normales, fundamentalmente en el sector de Bodurria, en este caso produciendo extensión hacia el noreste, mientras que las descritas en la cuenca de Granada producen extensión hacia el suroeste. Los autores arriba citados proponen una reactivación a partir del Tortoniense del despegue extencional entre el Complejo Alpujárride (*hanging wall*) y el Nevado-Filábride (*footwall*) activo durante el Mioceno medio. Las fallas normales y anticlinales de compensación del sector de Bodurria estarían asociados a esta etapa extensional.

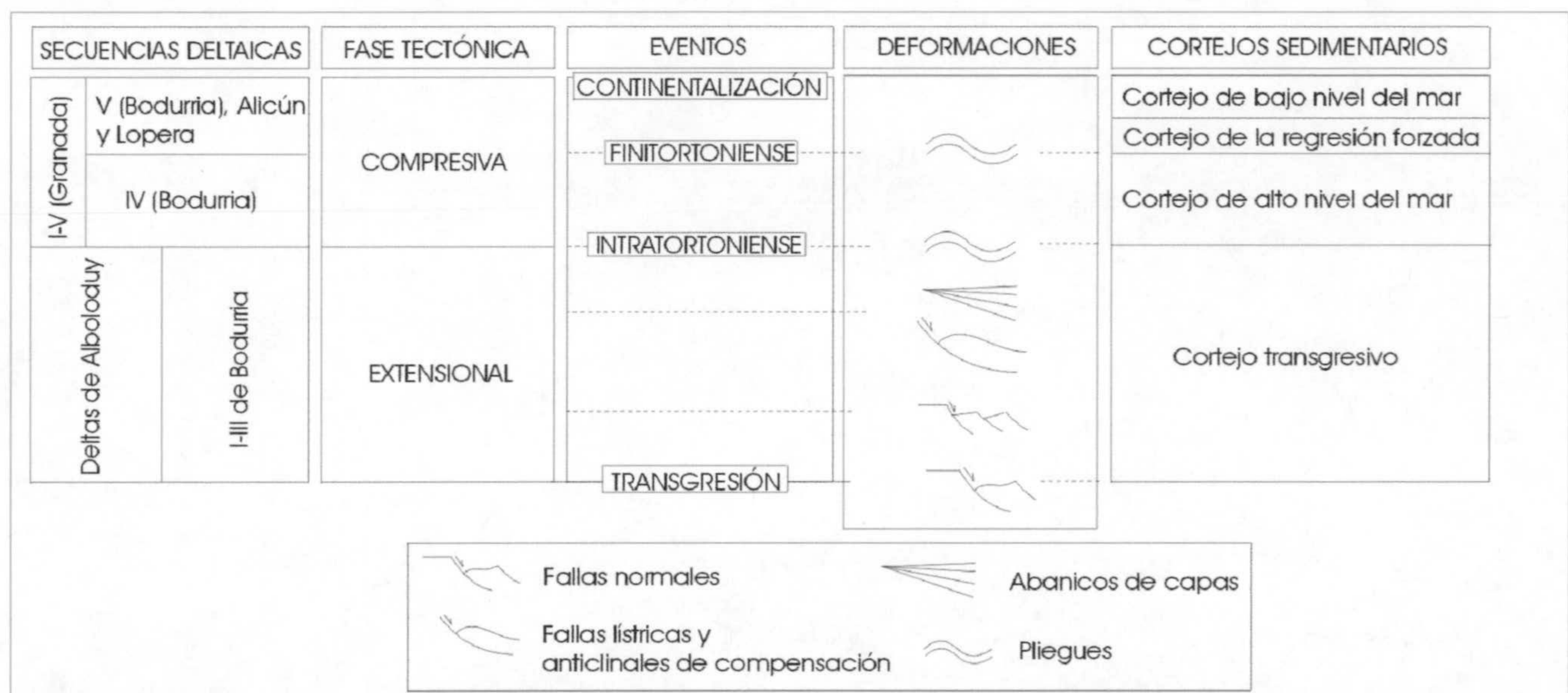


Fig. 102. Relación entre las secuencias deltaicas estudiadas y la actividad tectónica sinsedimentaria.

6.5. CORTEJOS SEDIMENTARIOS EUSTÁTICOS Y TECTÓNICOS

Los cortejos sedimentarios en los que se inscriben algunos de los sistemas deltaicos estudiados están inducidos parcialmente por cambios eustáticos y parcialmente por cambios tectónicos. Los cortejos transgresivos y de alto nivel del mar son cortejos sedimentarios fundamentalmente controlados por cambios en el nivel del mar global, aunque en algunos sectores el control de una tectónica local sea patente (Ejm. Bodurria). Los cortejos sedimentarios ligados a la caída del nivel del mar y regresión forzada inducida por la tectónica (deltas de

Alicún y Lopera) habrían de ser clasificados como cortejos sedimentarios tectónicos en el sentido de Sopeña & Sanchez-Moya, 1997.

6.6. CONTEXTO CLIMÁTICO Y SU EXPRESIÓN EN LOS DELTAS

Los deltas, como medios sedimentarios con ambientes continentales y marinos, se ofrecen como interesantes indicadores para cotejar el clima, al que está expuesta la llanura deltaica, y la temperatura del agua del mar donde se desarrolla el frente deltaico y el prodelta. Para el primer caso, la sedimentación que se da en los subambientes de bahía interdistributaria y, en caso de que exista, en el *lagoon* va a estar condicionada por el clima. En el segundo caso, la fauna marina que se desarrolla estará condicionada parcialmente por la temperatura del agua. Así, el desarrollo de carbonatos con asociaciones de algas rojas, briozoos y foraminíferos bentónicos es propio de aguas templadas mientras que el desarrollo de carbonatos arrecifales de coral lo es de aguas tropicales.

En los deltas de la secuencia III de Bodurria, se han descrito subambientes de bahía interdistributaria-lagoon. En estos depósitos se describen niveles de lignito que son indicativos de un clima húmedo. En estos mismos subambientes se han reconocido niveles de carbonatos estromatolíticos cuya precipitación se favorece en ambientes cálidos. En cuanto a los ambientes marinos francos, la asociación faunística que se reconoce en las plataformas que desarrollan distalmente los deltas es típica de carbonatos templados. En el afloramiento de Bodurria, sólo anteriormente a la sedimentación deltaica hay desarrollo de arrecifes de coral que indican aguas cálidas.

A lo largo de la sucesión deltaica de Granada ha habido varias etapas en las que los arrecifes de coral colonizan los depósitos deltaicos. Hay parches arrecifales instalados en la primera, tercera y cuarta secuencia deltaica, siendo los parches de la última de ellas los mejor desarrollados. Esto indica que las aguas donde progradaron estos deltas eran cálidas.

En el borde norte de la cuenca de Guadix, coetáneo al depósito del delta de Alicún y la plataforma se formó un parche de arrecife de coral (Soria, 1993) que indica también aguas cálidas para el mar que quedó en la cuenca tras la regresión forzada.

En Alboloduy hay una alternancia en las secuencias deltaicas de calizas arrecifales que indican aguas cálidas y carbonatos con asociación faunística (algas rojas, briozoos...) de aguas templadas.

Todos estos datos indican que los deltas estudiados se formaron en un contexto climático cálido, probablemente húmedo, y que la temperatura de las aguas del mar donde se formaron fue eminentemente cálida, de mares tropicales. No parece existir una ciclicidad en los intervalos de

aguas cálidas y templadas. El hecho de que se desarrollen carbonatos tropicales sobre algunos deltas (Granada y Alboloduy) mientras, al mismo tiempo, en otros sectores junto a la sedimentación deltaica se produce sedimentación de carbonatos templados (Bodurria) indica que su desarrollo debió estar condicionado más por las corrientes que por una ciclicidad climática. La complejidad paleogeográfica de la cordillera durante el Tortoniense en la que una serie de cuencas y corredores marinos están conectados entre sí y con el Atlántico y el Mediterráneo hace que el régimen de corrientes sea complejo y, probablemente, cambiante.

Las secuencias deltaicas de la cuenca de Granada están formadas por el apilamiento en la vertical de varios ciclos granocrecientes de varios metros cada uno de ellos. Estos ciclos se han registrado en el frente deltaico proximal y distal. De abajo a arriba, estos ciclos están contruidos por tres intervalos constituidos por litofacies de limos, arenas y conglomerados. A techo del intervalo de conglomerados aparecen grandes bloques de diámetros métricos que implican gran energía de los sistemas distributarios para su transporte. Estos ciclos no muestran rasgos de origen tectónico. Tampoco muestran rasgos de estar relacionados con ciclos eustáticos del rango de las parasecuencias. La línea de costas se mantiene en la misma horizontal desde el comienzo al final de cada uno de los ciclos, tal y como se infiere a partir de la posición de los arrecifes de coral que colonizan el frente deltaico proximal. Esto llevaría a interpretar esta ciclicidad ligada a ciclos climáticos. Estos ciclos representarían, desde el intervalo de limos al de conglomerados, un progresivo aumento de la humedad llegando a su clímax en el momento del depósito de los grandes bloques. Durante su incorporación al frente deltaico, el volumen de agua que fluiría por los sistemas distributarios debió ser muy grande para el transporte de estos enormes bloques.

7. DELTAS PLIOCENOS

7. DELTAS PLIOCENOS

Los dos ejemplos deltaicos estudiados se encuentran situados a los pies de los relieves de Sierra de Gádor en la provincia de Almería. El delta de Alhama de Almería se sitúa al nordeste y el de Adra al sureste, respectivamente, de la sierra (Fig. 103). El hecho de que ambos sistemas deltaicos tengan a la Sierra de Gádor como área fuente obliga a una introducción sobre la estructura y los materiales que conforman dicha sierra.

La Sierra de Gádor, junto a otras sierras que ocupan posiciones más orientales (Alhamilla, Cabrera y Almagrera), constituye una alineación montañosa situada en una posición más al sur que la que forman Sierra Nevada y de los Filabres. Como en el anterior caso, su compleja estructura de varios mantos apilados se encuentra plegada en un antiforme. Los mantos que conforman la Sierra de Gádor pertenecen a las unidades inferior e intermedia del Complejo Alpujárride, el complejo intermedio de los tres que se apilan tectónicamente para formar las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano, 1997).

Las estructuras antiformes que definen las anteriores alineaciones montañosas comenzaron a formarse en el Tortonense Superior (Weijermars *et al.*, 1985). La alineación estructural de las sierras, tal y como revelaría la actuación de cuencas sedimentarias en régimen transcurrente durante el Mioceno medio (Sanz de Galdeano *et al.*, 1985), debió ser un rasgo previo al que los anticlinales se sobreimpusieron agudizándolo.

En el sector de Alhama de Almería afloran únicamente dos de las unidades del Complejo Alpujárride (Manto de Lújar, debajo, y Manto de Murtas, encima). En el área próxima al dispositivo deltaico estudiado sólo están representadas las formaciones de filitas y cuarcitas donde se incluyen además argilitas y pelitas, y la serie carbonatada (Baena y Voermans, 1977). En este último tramo dominan las dolomías muy brechoides, y en menor proporción las calizas. Sólo a la base de la serie carbonatada pueden aparecer localmente calcoesquistos.

En el sector de Adra aparecen representadas varias unidades del Complejo Alpujárride (de abajo a arriba en la pila tectónica: Mantos de Lújar, Alcázar, Murtas y Adra). Las litologías que intervienen en estos mantos representan la secuencia tipo de los mantos alpujárrides y son, de abajo a arriba estratigráficamente: micaesquistos, cuarcitas más o menos micáceas y esquistos cuarcíticos paleozoicos; filitas y cuarcitas permotriásicas, y calizas y dolomías del Trías medio-superior (Aldaya *et al.*, 1977).

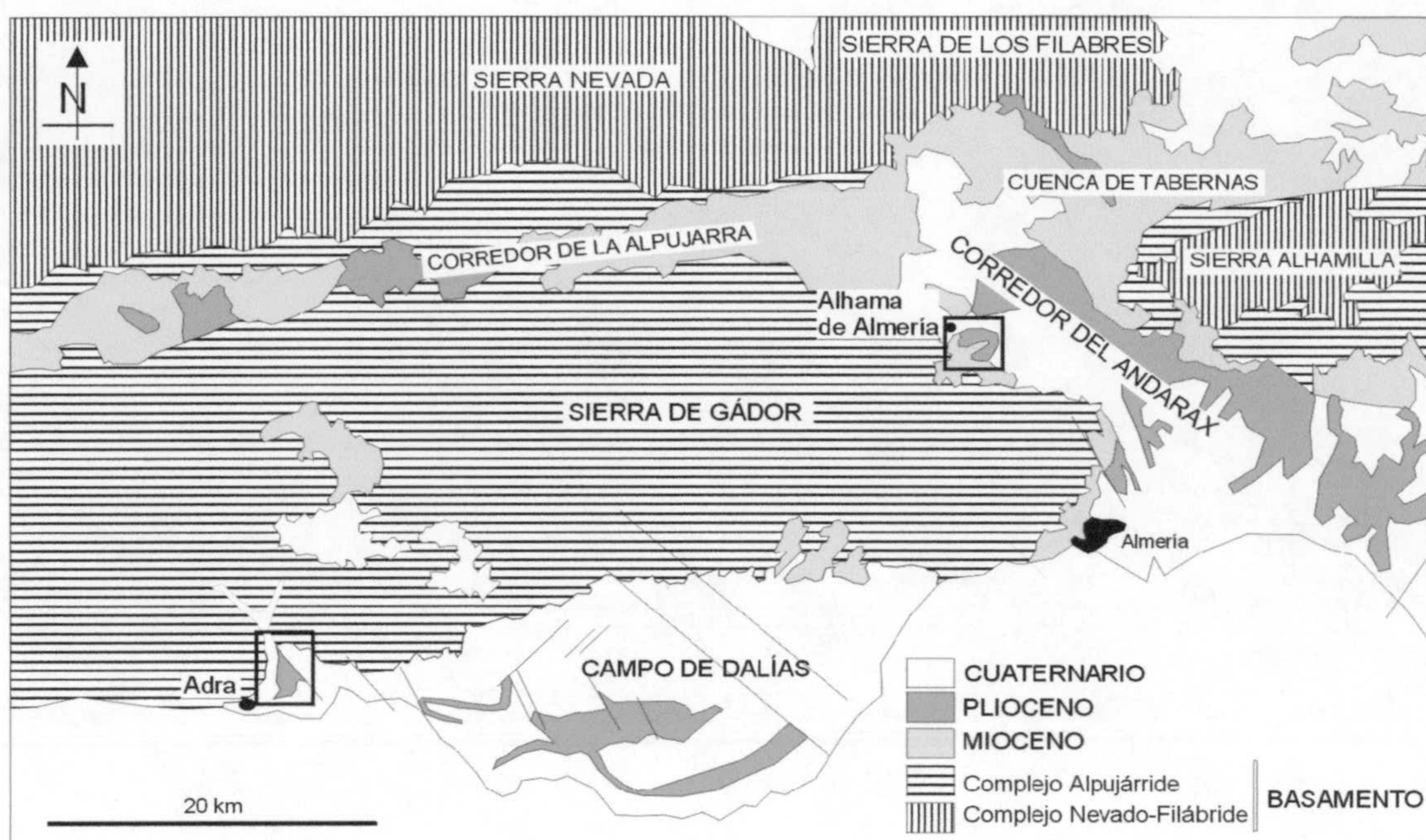


Fig. 103. Mapa geológico en el que aparecen localizados y enmarcados los afloramientos de los dos ejemplos de sistemas deltaicos estudiados para el Plioceno. Las principales sierras y cuencas sedimentarias de la región aparecen nombradas.

7.1. DELTA DE ADRA

7.1.1. ANTECEDENTES E INTRODUCCIÓN AL AFLORAMIENTO ESTUDIADO

Aunque existen algunos trabajos de la primera mitad del siglo XX que estudian los sedimentos marinos Pliocenos de la costa almeriense, son quizás los de Fourniguet y Le Calvez (1975), Fourniguet (1977) y Addicott *et al.*, (1979) los primeros en hacer un análisis estratigráfico con una perspectiva más moderna. Fourniguet y Le Calvez datan los depósitos deltaicos que aquí se analizan como Plioceno medio. Mucho más recientemente Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993) estudian la evolución tectonoestratigráfica del Neógeno del Campo de Dalías y sectores próximos bajo el Mar de Alborán.

De los sedimentos pliocenos del Campo de Dalías se han obtenido importantes resultados a partir de los trabajos de Aguirre (1995 y 1998) sobre su estratigrafía, sedimentación, bioestratigrafía y paleogeografía.

Otra fuente de publicaciones sobre el Campo de Dalías es la evolución del litoral durante el Cuaternario y la importante actividad neotectónica que durante ese periodo ha tenido lugar (Dabrio *et al.*, 1984; Goy y Zazo, 1986).

El principal afloramiento del sistema deltaico que aquí se estudia se encuentra al oeste del Campo de Dalías. Se extiende de norte a sur entre la pedanía de La Alquería y la localidad de Adra, y de este a oeste entre Balerma y Adra (Fig. 104). Los nuevos cortes en los taludes de la

autovía y el corte de Puente del Río, creado artificialmente en 1872 para desviar el último tramo del río Adra y su desembocadura, representan un magnífico balcón para estudiar este sistema deltaico de 11 km² de extensión.

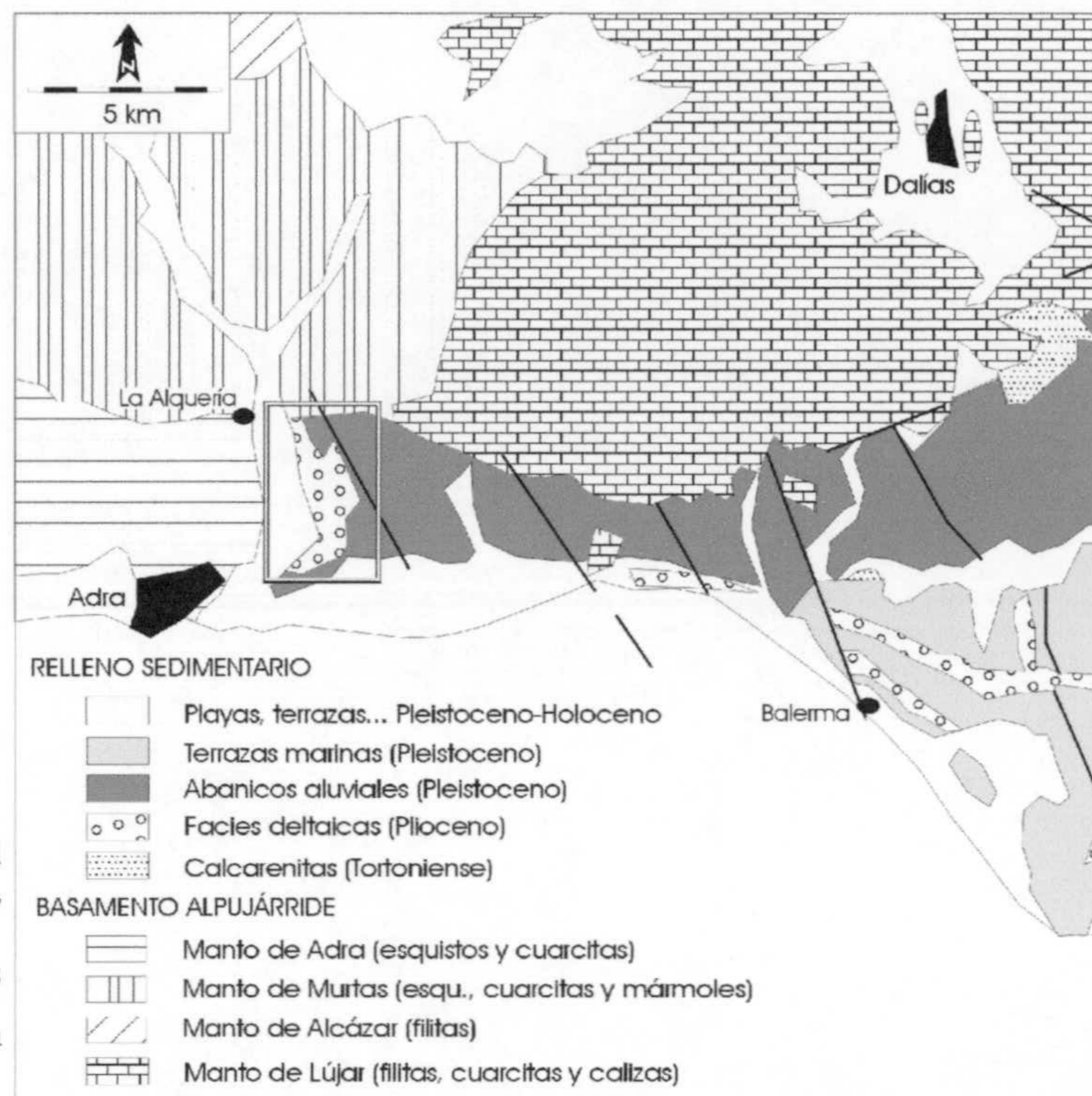


Fig. 104. Mapa geológico del sector occidental del Campo de Dalías (modificado de Aldaya *et al.*, 1977 y Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Los afloramientos del delta de Adra estudiados aparecen enmarcados.

7.1.2. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

7.1.2.1. Esquema estratigráfico del sector

La Unidad de conglomerados y arenas que constituyen los depósitos deltaicos se dispone en discordancia erosiva sobre los materiales del basamento. Esta discordancia, que aflora en los sectores proximales, tiene una inclinación general de 10° hacia el sur. La relación entre el basamento y los depósitos deltaicos es algo compleja. Un análisis más detallado de esa superficie lleva a reconocer bloques de basamento más elevados que otros y una geometría muy irregular. Debido a la influencia del fondo de la cuenca en la sedimentación deltaica, la fisiografía de la cuenca previa al delta será analizada con más detalle más adelante. Puntualmente, entre el basamento, que aquí lo constituye el Complejo Alpujarride, y la unidad deltaica aparece una unidad de brechas y arenas rojas. La edad de esta unidad no se ha podido determinar pero su posición estratigráfica y las características netamente continentales inducen a pensar que pudiera depositarse durante el Messiniense con la retirada del nivel del mar. El único afloramiento en el Campo de Dalías donde se han reconocido materiales de edad Messiniense equivalentes a estos, aunque con litofacies yesíferas, es en las cercanías de la localidad de Guardias Viejas (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). La relación de esta unidad con el basamento es

en algunos lugares tectónica, aflorando limitada por fallas normales de alto ángulo. En otros sectores el contacto está representado por una discordancia erosiva. La relación entre la unidad de brechas y arenas rojas y la unidad deltaica es de discordancia angular erosiva (Fig. 105). Los depósitos cuaternarios, formados por arenas y conglomerados que tienen su origen en varias generaciones de abanicos aluviales (Goy y Zazo, 1986), algunos de los cuales penetran en el mar formando deltas más recientes que el que aquí se estudia, se disponen en discordancia erosiva sobre los depósitos del foreset deltaico o paraconformes cuando aparecen sobre los depósitos del topset del delta.

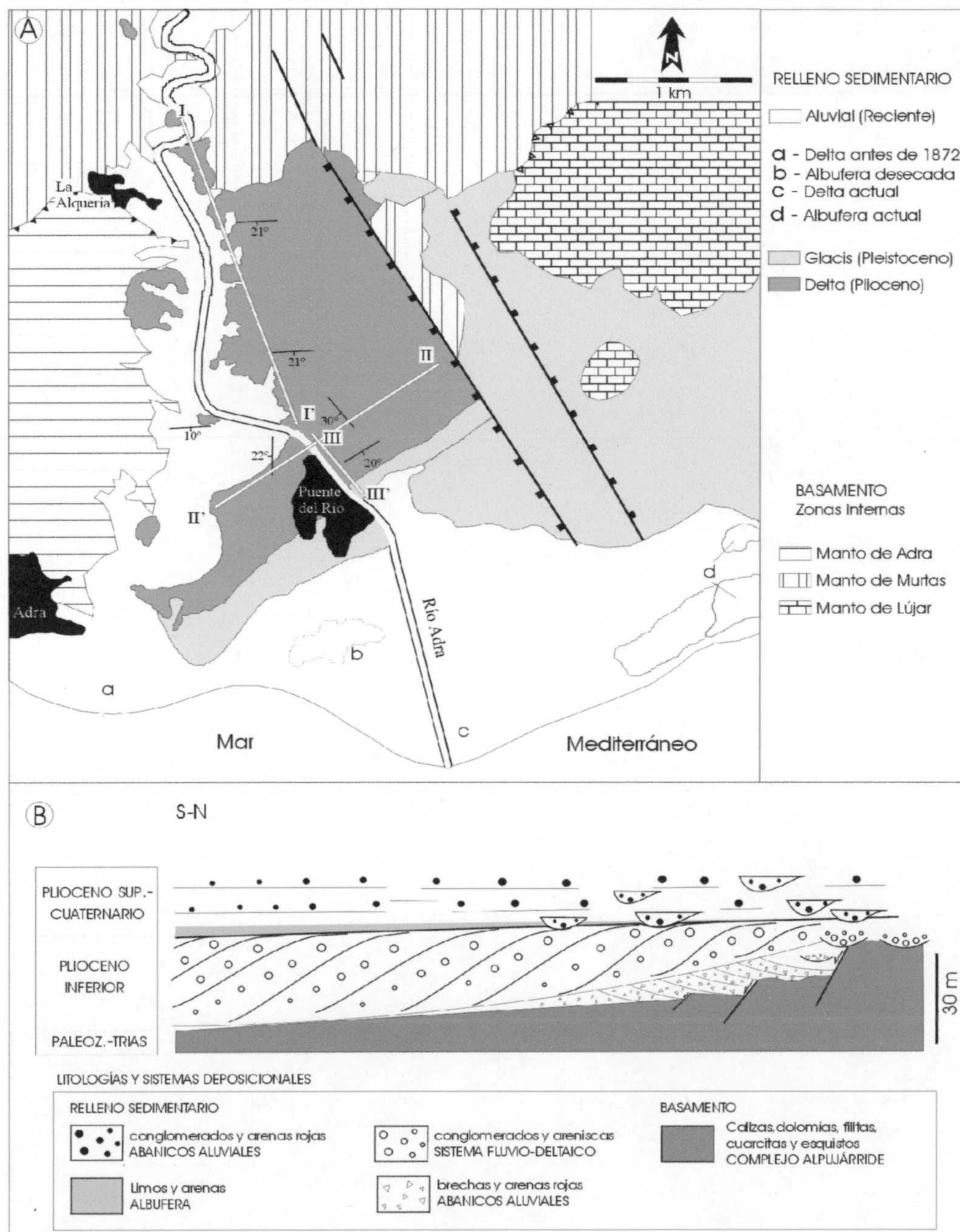


Fig. 105. A. Mapa geológico y geomorfológico del sector más occidental del Campo de Dalías donde aparecen señalados los cortes I-I', II-II' y III-III' de las figuras 85, 86 y 87. B. Esquema estratigráfico sintético del sector más occidental del Campo de Dalías, en la zona entre las localidades de La Alquería y Adra.

7.1.2.2. Arquitectura estratigráfica de la Unidad deltaica

En los sectores proximales, representados por los afloramientos más septentrionales, aparecen depósitos, interpretados como de origen fluvial, excavados en un paleocañón en los materiales del basamento (Fig. 106). Algo más hacia el sur, aparecen las primeras clinoformas deltaicas que se disponen en discordancia angular sobre esquistos del basamento pues presentan geometrías oblicuas sin desarrollo de capas subhorizontales del prodelta. La parte superior de las clinoformas está erosionada, por lo que no aparecen los depósitos correspondientes a la llanura deltaica. Las capas del frente deltaico buzcan 22° hacia el sur. Las clinoformas deltaicas están bien definidas y varían tanto su altura como su geometría en distancias relativamente cortas.

El eje paleogeográfico a lo largo del cual se sitúan los depocentros tiene una dirección nornoroeste a sursureste que comienza al norte de La Alquería, donde se han encontrado los afloramientos deltaicos más proximales, el ápice del delta, hasta el sur de Puente del Río (barrio situado al este de la localidad de Adra). En Puente del Río se localizan los mayores espesores del delta con 80 m de altura. En este último sector, se han reconocido hasta 6 lóbulos deltaicos o unidades de progradación con geometrías de tipo Gilbert separadas por discordancias angulares. La geometría de las clinoformas difiere ligeramente entre una y otra unidad de progradación. La geometría, con ligeras variaciones de unas a otras, es fundamentalmente oblicua, con relación de discordancia angular y erosiva entre el topset y foreset, y sin desarrollo de bottomsets (figs. 107 y 108).

Los 6 lóbulos deltaicos reconocidos en el sector de Puente del Río aparecen amalgamados y el sentido de buzamiento de las clinoformas de cada uno varía. En la figura 107, las clinoformas de los lóbulos 1 a 4 buzcan con componente oeste mientras que las clinoformas del lóbulo 5 lo hacen con componente este. El buzamiento medio de las clinoformas es de 25° .

La trayectoria de los puntos de ruptura entre el topset y el foreset (*brinkpoint* u *offlap break*) se observa en los cortes II-II' y III-III' (Figs. 107 y 108). En el corte II-II' (A) se ve una trayectoria estacionaria o ligeramente ascendente hacia el oeste para las primeras clinoformas que aparecen en esos cortes. Las últimas clinoformas deltaicas (corte II-II'(B) y corte III-III') muestran una trayectoria descendente hacia el oeste y sur; especialmente drástico es este descenso hacia el sur entre los lóbulos 5 y 6 del corte III-III' (Fig. 107). El descenso vertical del *brinkpoint* de las clinoformas de ambos lóbulos es de 25 m para un desplazamiento en la horizontal de tan sólo 50 m.

La altura de las clinoformas del lóbulo deltaico 4 ó 5 entre el topset y la rambla (nivel de erosión actual), medida en el corte de la figura 107, es de unos 70 m, siendo lógicamente aún mayor su altura pues no aflora la parte inferior de las clinoformas.

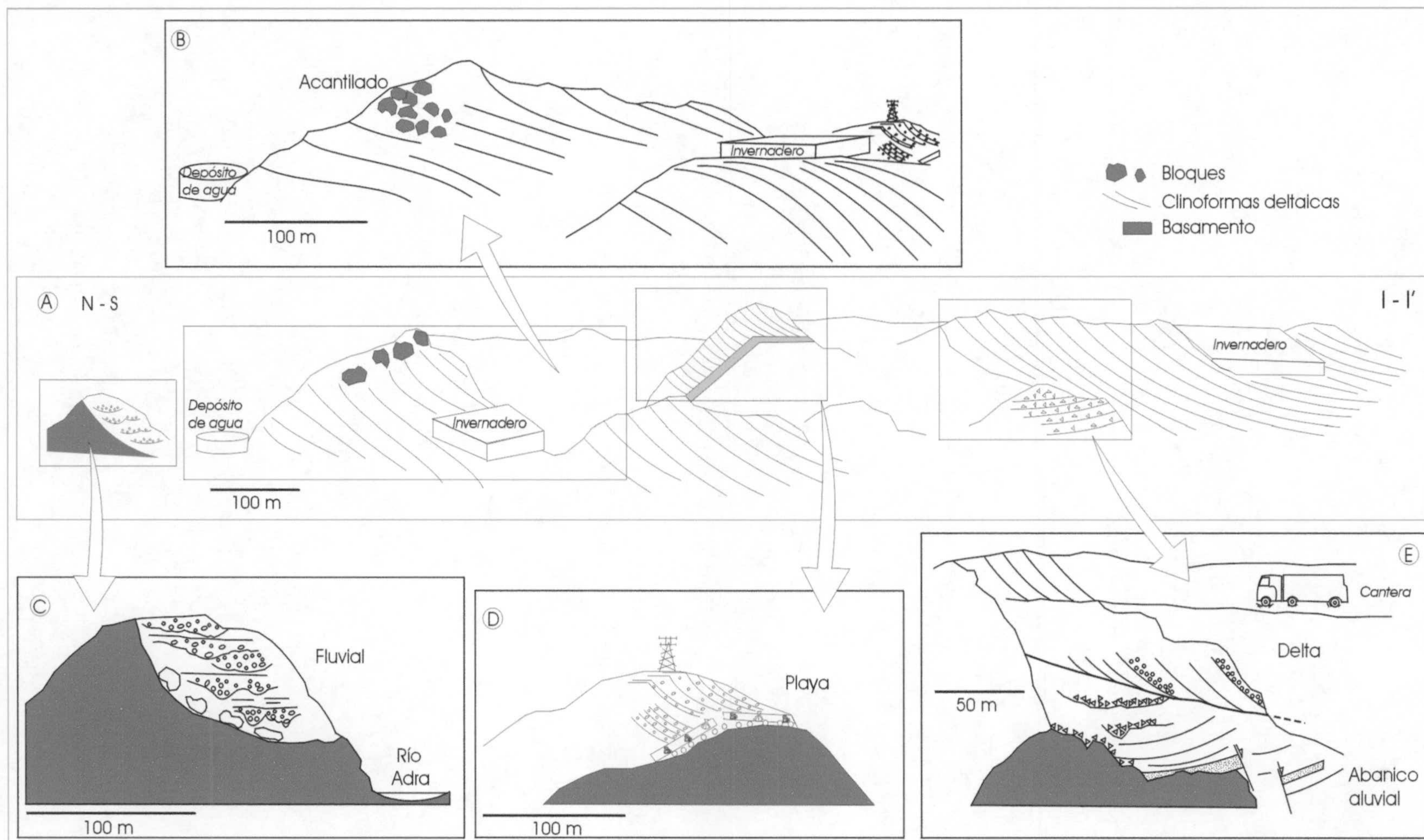


Fig. 106. A. Corte I-I' casi paralelo al principal sentido de migración del delta (la línea de costa actual está a la derecha); B. Clinoformas deltaicas progradando hacia el sur y grandes bloques calizos con características de acantilado descritas en el texto; C. Canales y barras fluviales relleno un paleocañón excavado en los materiales del basamento en la posición más septentrional, y D. Secuencia de playa desarrollada sobre un alto del basamento y coetánea a la segunda secuencia deltaica y E. Relación de discordancia angular entre las brechas rojas, interpretadas como abanicos aluviales, y los depósitos deltaicos que le vienen encima.

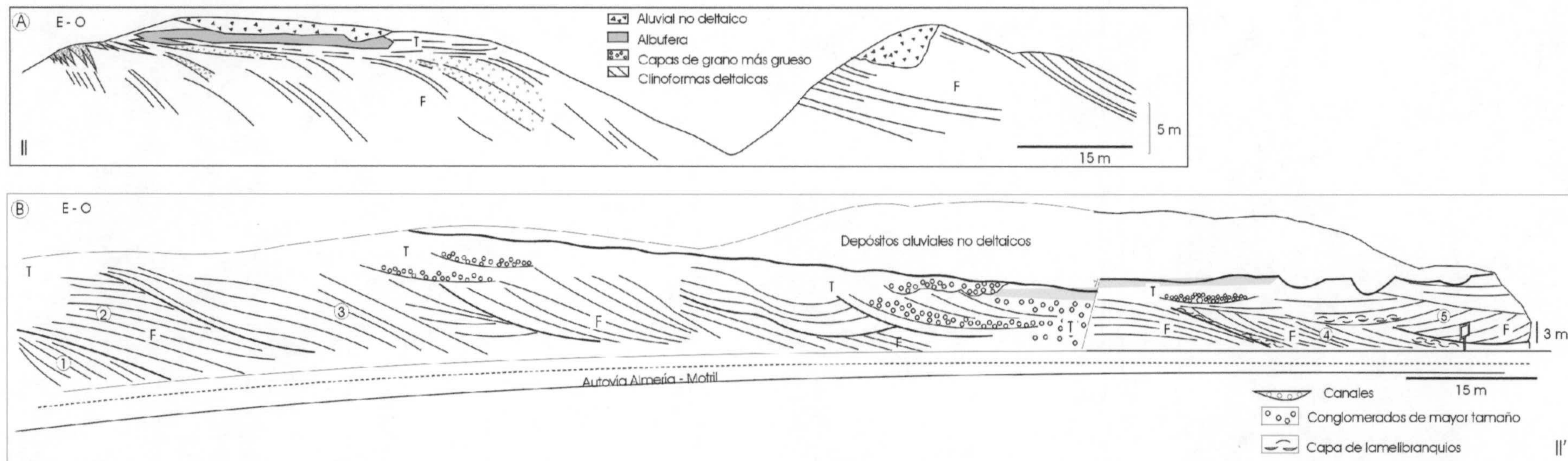


Fig. 107. Corte II-II' oblicuo a la dirección principal de progradación del sistema deltaico realizado parcialmente a partir del fotomosaico 1A. En la figura A el topset deltaico (T) se dispone subhorizontal y discordante sobre las capas inclinadas del foreset (F). En la figura B (continuación hacia el oeste de la figura A) aparecen hasta 5 lóbulos deltaicos o unidades de progradación (1-5) limitadas por pequeñas discordancias. La geometría de las clinoformas que constituyen estos lóbulos deltaicos varía de unas a otras. El lóbulo deltaico 5 desarrolla clinoformas que, en este corte, buzcan en sentido contrario al del resto de los lóbulos deltaicos. Discordante y erosivo sobre los depósitos deltaicos se disponen los depósitos aluviales más recientes.

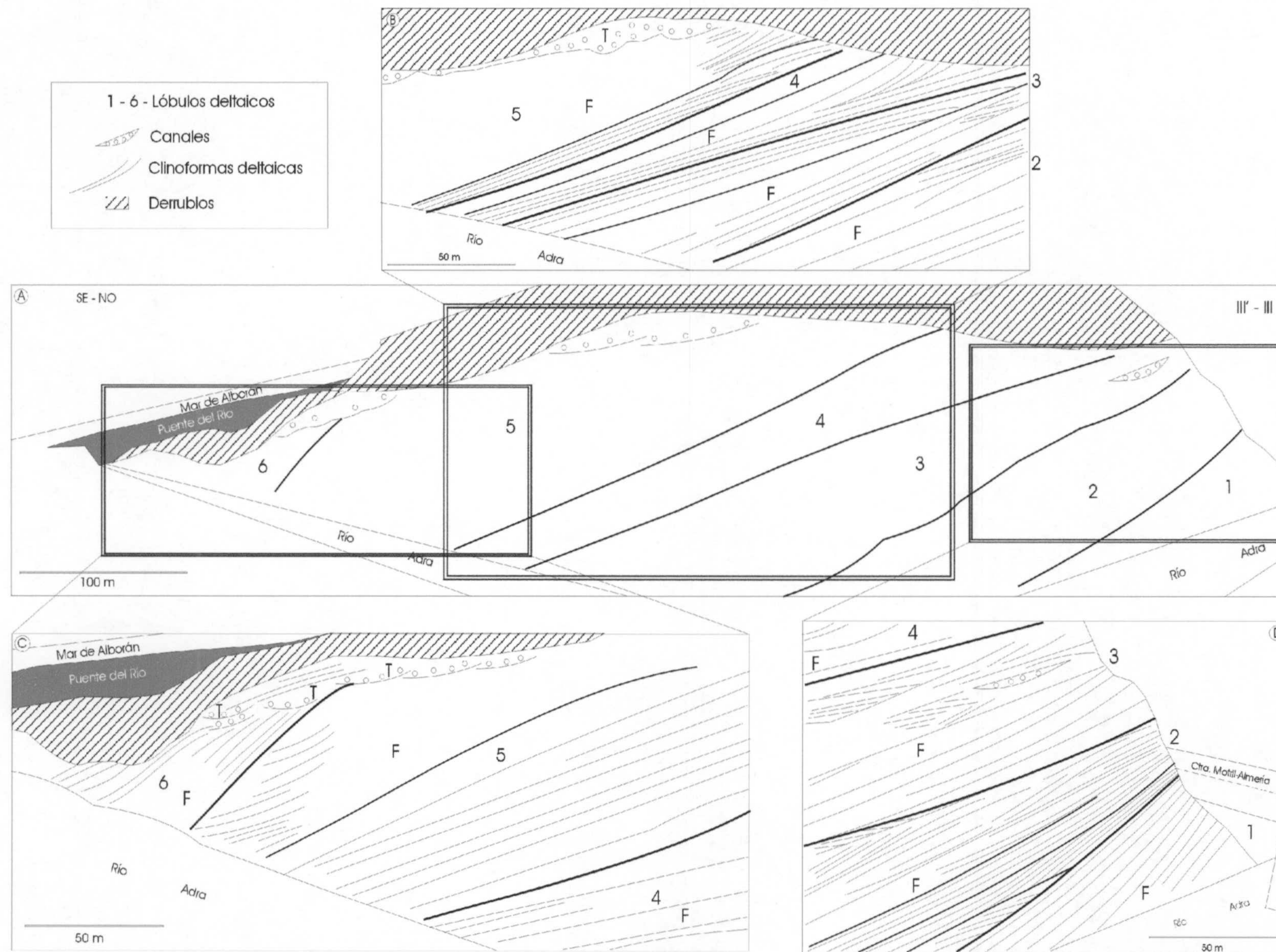


Fig. 108. A. Corte III-III' casi paralelo a la principal dirección de migración del sistema deltaico (continuación distal del corte I-I') donde se reconocen hasta 6 lóbulos deltaicos o unidades de progradación limitadas por discordancias. Esta interpretación se ha realizado a partir del fotomosaico 4A. Las figuras B, C y D representan detalles de este corte con la geometría interna de los lóbulos deltaicos. En la figura C se reconoce la trayectoria francamente descendente de los topsets hacia el sureste.

7.1.3. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

7.1.3.1. Litología, tamaño y naturaleza de los clastos

Las litologías de los clastos que alimentan al delta son, en orden de mayor a menor abundancia: rocas carbonatadas, cuarcitas, filitas, esquistos con granates y calcarenitas.

Entre las rocas carbonatadas hay dolomías, calizas y mármoles. Constituyen las litologías de los clastos con mayores dimensiones, alcanzando el tamaño de bloques de un metro de diámetro. Generalmente están brechificadas y cementadas por cemento carbonatado. Representan la litología dominante en los sectores más septentrionales, más proximales, y disminuye su abundancia en sentido distal. Comúnmente aparecen con perforaciones debidas a la acción de litófagos.

Las cuarcitas representan la litología dominante en los sectores más distales, pudiendo presentarse con baja madurez textural, es decir, índices de esfericidad y redondeamiento bajos o muy altos formando bolas de cuarzo. En este caso siempre aparecen como depósitos litorales, por lo que la madurez textural está más relacionada con el retrabajamiento del oleaje que con procesos de resedimentación o largas distancias de transporte desde su área fuente.

Los clastos filíticos probablemente debieron ser más abundantes ya que gran parte de los depósitos deltaicos se disponen directamente sobre este tipo de roca. El carácter deleznable de esta roca, especialmente en condiciones subacuosas, hace que parte de las filitas se encuentren formando la matriz que envuelve a los clastos. Los esquistos con granates presentan baja madurez textural y habitualmente morfologías planares. Dominan sobre todo en los afloramientos más occidentales situados inmediatamente al sur de La Alquería.

Finalmente, y en mucha menor medida, aparecen calcarenitas que provienen de la erosión de depósitos de la plataforma de edad Tortoniense.

La litología de los clastos que aparecen en los depósitos deltaicos señalan a los materiales del complejo Alpujárride como el principal área fuente. En concreto, las litologías reconocidas y la cercanía espacial apuntan a los materiales del manto de Murtas como el principal área fuente. Éste aflora al norte de los afloramientos deltaicos que, en gran parte, se depositan directamente sobre él. En menor medida aportan clastos los materiales del manto de Adra, fundamentalmente esquistos, que afloran al oeste de los depósitos deltaicos. En mucha menor medida, las calcarenitas de plataforma de edad Tortoniense que afloran al este, en el campo de Dalías, o al norte en la depresión de Berja, también aportan algunos clastos.

7.1.3.2. Análisis de paleocorrientes

Se han medido diferentes orientaciones del sentido de buzamiento de las clinoformas deltaicas aprovechando los distintos cortes a lo largo de los cuales afloran. En la mayoría de los casos

estos cortes no eran perpendiculares a la dirección de las clinoformas, por lo que las medidas representan buzamientos aparentes. A partir de todos los datos tomados se ha obtenido la resultante promedio. El sentido de buzamiento dominante de las clinoformas deltaicas es de N200°E, aunque también se obtiene otra orientación de N160°E para los afloramientos deltaicos situados más al oeste (Fig. 109). En afloramientos situados en sectores nororientales, en la parte alta de las clinoformas deltaicas, lo que se ha interpretado como ambientes de playa en el topset deltaico, se han obtenido datos de paleocorrientes a partir del sentido de migración de megarripples e imbricación de clastos. Las paleocorrientes que producen estas estructuras se desplazan hacia N30°O. Estas paleocorrientes deben estar ligadas al movimiento de agentes de cuenca como trenes de olas o corrientes de deriva litoral. En cualquier caso estas corrientes tendrían una procedencia de levante.

7.1.3.3. Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios

A continuación se describen las principales asociaciones de facies reconocidas en los afloramientos estudiados y que se recogen de forma esquemática en la tabla 6. A partir de las asociaciones de facies se han interpretado varios ambientes sedimentarios cuya distribución espacial aparece en el mapa de la figura 109.

A: Brechas y arenas rojas estratificadas

Esta facies está representada por una alternancia de capas tabulares bien estratificadas de arenas rojas y brechas de clastos de filitas y cuarcitas (de 2 a 13 cm de diámetro). Su depósito tuvo lugar previamente al delta que se le superpone en discordancia angular.

Se han interpretado como depósitos laminares (tipo *sheet-like*) de abanico aluvial medio.

B: Conglomerados canalizados y cuerpos plano-convexos de conglomerados

B1: Esta facies está representada por cuerpos de conglomerados canalizados con techo plano y base cóncava y erosiva. Presentan un espesor medio no superior a 1,5 m y extensión lateral entre 3 y 15 m. Texturalmente desarrollan gradaciones positivas con un lag basal de bloques. Entre los clastos aparecen dolomías, a veces brechificadas, (de 20 a 50 cm de diámetro, con algunos de gran tamaño de 1 y 2 m), filitas con tamaños de 30 a 40 cm y, en menor medida, cuarcitas, esquistos con granates y calcarenitas. Los clastos son angulosos y con tendencia a ser planares, la fábrica está soportada por los clastos con escasa matriz de arena gruesa roja. A veces se reconocen estratificaciones cruzadas en el interior de estos cuerpos con buzamientos hacia el noroeste.

B2: Entre los cuerpos canalizados aparecen otros con morfologías tabulares o ligeramente plano-convexas de 20 a 40 cm de espesor formados por conglomerados soportados por los clastos de 5 a 13 cm, imbricados hacia N240°E y desarrollando gradaciones negativas.

La posición de estos cuerpos en los sectores proximales y en los topsets deltaicos y sus características sedimentarias hace que sean interpretados como los canales distributarios (B1) del sistema alimentador de alta energía. Los canales representan secciones del cauce de ríos trezados o de baja sinuosidad con desarrollo de barras longitudinales (B2) y algunas transversales con migración hacia noroeste más propio de ríos de alta sinuosidad. El sentido de flujo de estos ríos es mayoritariamente hacia el suroeste.

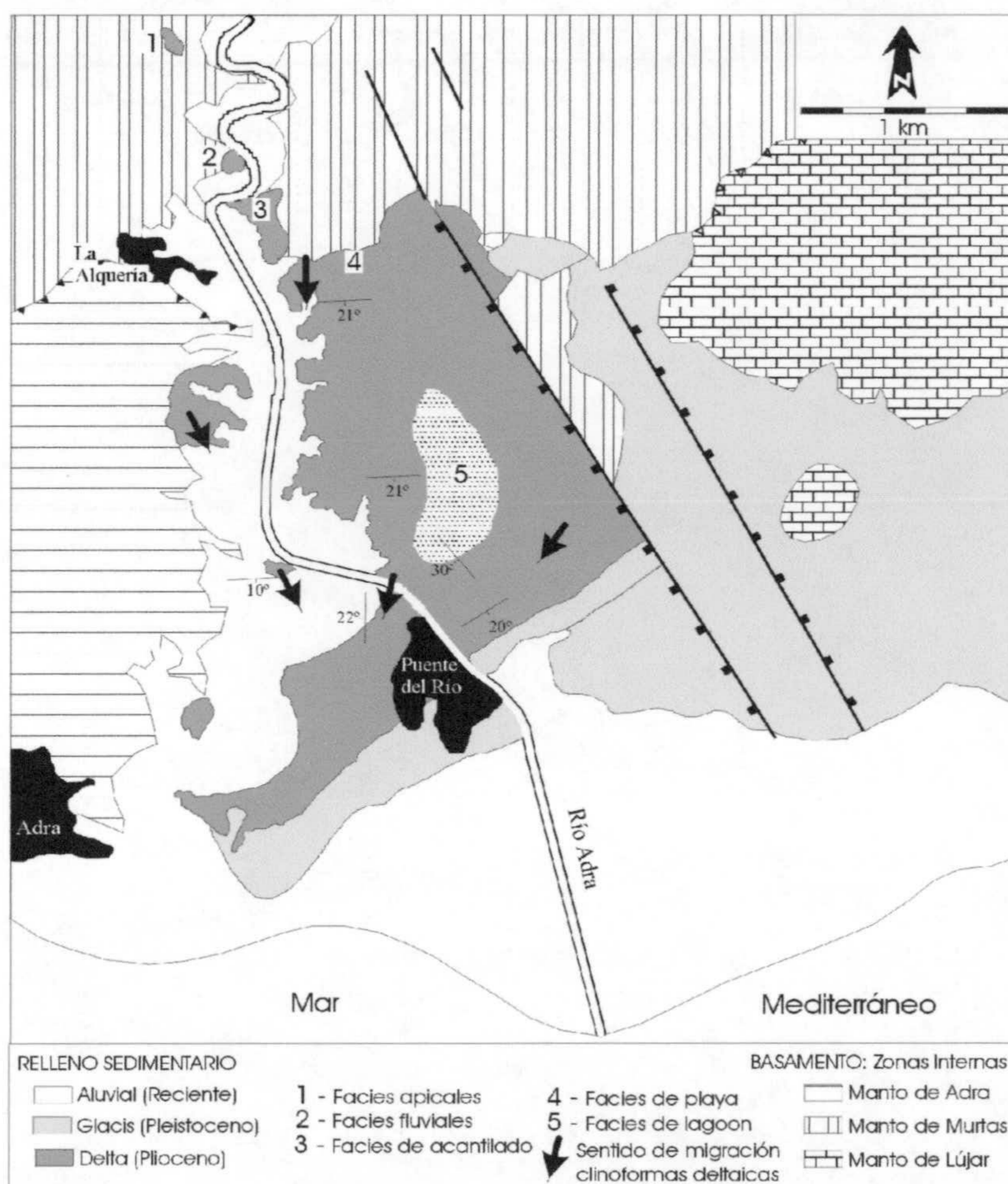


Fig. 109. Mapa geológico del sector estudiado donde se ha situado la posición de los diferentes ambientes sedimentarios ligados al delta plioceno así como los principales sentidos de migración de las clinoformas deltaicas.

C: Bloques perforados

Son grandes bloques desorganizados de escala métrica de dolomías brechificadas con perforaciones de litófagos, algunos de los cuales incluso conservan la concha en el orificio (Fig. 110). Cementados a los bloques hay ostreidos de concha gruesa y otros de concha más fina en la matriz que envuelve a los bloques. La matriz está formada por arena gruesa y *pebbles* menores a 5 cm de cuarcitas, dolomías y filitas. La matriz en la que están los grandes bloques forma una tenue laminación planar formada por los *pebbles* y la matriz.

Estos bloques se han interpretado como acumulaciones por caída libre de bloques al pie de un talud acantilado batido por el mar. La brechificación de las dolomías pudiera estar ligada a un control tectónico de ese acantilado.

D: Brechas soportadas por la matriz

Son capas con geometrías en cuña y espesor máximo de 1 m formadas por brechas de tamaño *pebble* granodecrecientes de litologías dolomíticas y filíticas tendiendo a dominar las cuarcitas hacia arriba. Los clastos están soportados por la matriz de arena gruesa siendo la relación matriz/clastos mayor hacia el techo de cada capa. Forman capas tabulares de espesor decimétrico inclinadas ligeramente hacia el sur y con gradación positiva. Contienen ostreidos y balánidos. Estos depósitos aparecen en los sectores más septentrionales, más proximales, en relación con la asociación de facies C (bloques perforados) (Fig. 110).

Se interpretan como depósitos a partir de flujos de derrubios de cohesivos a poco cohesivos de tipo laminar (*sheet-like*). La gradación positiva refleja una disminución en la energía de los flujos. Estas facies son representativas de las primeras cliniformas deltaicas. Los clastos angulosos evidencian un rápido y corto transporte que evite su retrabajamiento. Estas facies son las que describen los foresets de las primera cliniformas deltaicas que aparecen en los sectores más proximales en contacto con los depósitos de acantilado (Facies C).

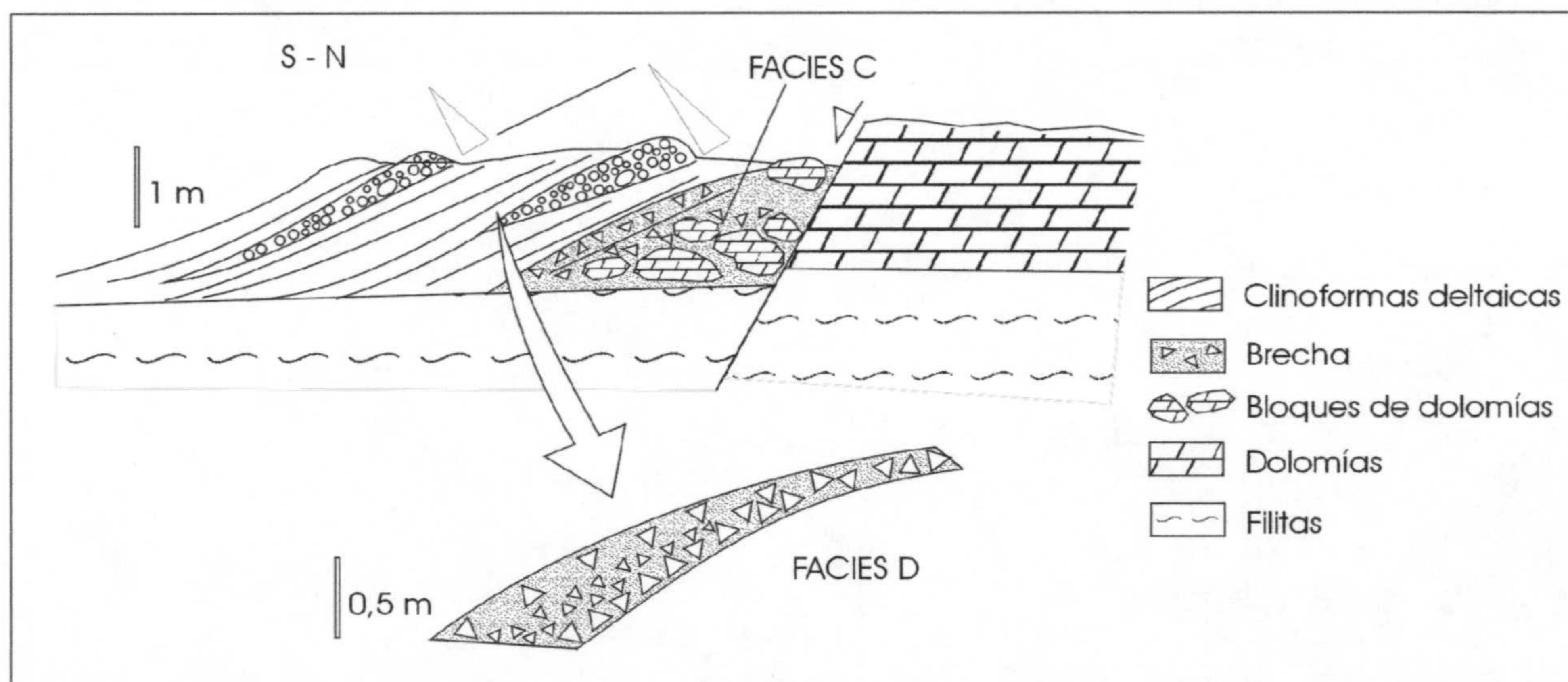


Fig. 110. Corte del sector proximal del sistema deltaico en el que aparecen los depósitos al pie de un acantilado (Facies C) controlado por una falla que limita las dolomías brechificadas (bloque que se erosiona) y filitas, ambas litologías pertenecientes a los materiales del basamento alpujarride. Sobre las filitas del bloque hundido se disponen los depósitos de pie de acantilado y las primeras cliniformas deltaicas en secuencias granodecrecientes de capas formadas por flujos laminares (Facies D).

E: Conglomerados redondeados y discoidales

Aparecen en capas bien estratificadas inclinadas hacia el sur, formadas por alternancia de clastos de diámetro entre 2 y 4 cm, de litologías cuarcíticas y formas redondeadas, y filitas con formas discoidales. Generalmente tienen trama abierta y están imbricados tanto hacia noroeste como hacia el sur. En algunos clastos aparecen adosados *balanus* y entre la matriz siliciclástica hay tubos de serpúlidos.

Se han interpretado como depósitos de playa conglomerática alimentada por los aportes deltaicos. Los fenómenos de segregación morfológica de clastos y retrabajamiento por parte de los agentes de cuenca, olas y corrientes de deriva litoral, son propios de estos ambientes sedimentarios. Las olas provocan la imbricación de los clastos tanto hacia tierra como hacia el mar en su retirada. Las características de estos depósitos se corresponden con los subambientes playeros de *Lower beachface* – según terminología de Massari y Parea (1988) que aplican el término *beachface* a la rampa de la playa inclinada hacia el mar- (subfacies E1) cuando la altura de las capas estratificadas (5 a 10 m) y su inclinación es mayor (10 a 20°), y a los subambientes de *Upper beachface* (subfacies E2) cuando los depósitos se organizan en estratificaciones cruzadas de menor altura (< 5 m) y menor inclinación (aproximadamente 5 a 10°).

F: Arenas con estratificaciones cruzadas

Son cuarciarenitas de grano grueso y pobremente seleccionadas que se disponen sobre los depósitos que conforman la asociación de facies E. Esporádicamente aparecen niveles de clastos de tamaño entre 2 y 3 cm. Las arenas desarrollan estratificaciones cruzadas planares de altura decimétrica inclinadas hacia N30°O.

Estas arenas son retrabajadas en los subambientes de rompiente del oleaje de una playa o *shoreface* donde los megarripples migran por la acción de corrientes de deriva litoral provenientes del sureste.

G: Areniscas moteadas

Estas facies están representadas por paquetes decimétricos de arenas masivas con aspecto moteado y huellas de raíces. Pueden contener niveles finos de carbón.

Son interpretadas como sedimentos de albufera o marisma (*swamp facies*) en la bahía interdistributaria del delta con desarrollo de suelos encharcados o hidromorfos y abundante vegetación.

H: Cuerpos plano-convexos de conglomerados discoidales

Son cuerpos de base plana, neta y techo convexo hacia arriba formado por conglomerados de tamaño 10 a 15 cm de diámetro con morfologías discoidales. Los cuerpos son masivos,

desorganizados y los clastos están imbricados hacia el norte. Estos paquetes aparecen intercalados entre los sedimentos descritos en la asociación de facies G (Areniscas moteadas).

Son interpretados como abanicos de tipo *washover* formados por conglomerados de playa erosionados por fuertes temporales y resedimentados en los ambientes de albufera o lagoon desarrollados tras la playa. *Washover fan* han sido descritos progradando en el *lagoon* de sistemas de playa-barrera en el Messiniense superior de la Cuenca de Sorbas (Roep *et al.*, 1979 y 1998). Massari y Parea (1988) interpretan como depósitos de *washover* sedimentos con características semejantes a las descritas.

I: Conglomerados con estratificación cruzada

Son cuerpos de conglomerados con clastos de hasta 15 cm de diámetro. Desarrollan estructura interna en forma de estratificación cruzada. Cada estrato cruzado tiene morfología sigmoidal, altura de 2 m y desarrolla gradaciones positivas. La estratificación cruzada buza en el mismo sentido que las clinoformas deltaicas, es decir, hacia el mar. Aparecen en la parte alta de las clinoformas.

Se interpretan como barras desarrolladas en la desembocadura de los canales distributarios del delta sobre la parte sumergida del topset. Los flujos aportados por los distributarios frenan bruscamente su inercia al entrar en el mar y generan estas barras cuya altura es indicativa del poco espacio de acomodación existente en estos ambientes marinos muy someros.

J: Calcarenita bioclástica

Son capas tabulares de no más de 1 m de altura de calcarenitas, y calcirruditas a la base, bien cementadas y formadas por acumulación de tubos de serpúlidos, concentraciones de grandes y pequeños ostreidos, y balanus. Hacia arriba se hacen menos carbonatados y más siliciclásticos.

Se han interpretado como biostromas de serpúlidos y ostreidos desarrollados en condiciones marinas muy someras cercanas a la costa.

K: Cuñas de conglomerados

Son cuerpos con geometría de cuñas que se abren hacia el mar formados por clastos de tamaño *pebble* (diámetros de 15 cm) con índices de esfericidad y redondeamiento relativamente altos. Los conglomerados se organizan con granoclasificación normal. Estos cuerpos aparecen en la parte alta de las clinoformas deltaicas entre el topset y el foreset (posición del *offlap break*) donde suelen acuñarse, aunque a veces se extienden pendiente abajo por el foreset (Foto 1B).

Se interpretan como flujos de derrubios poco cohesivos de rápido depósito y retrabajados por los agentes de cuenca como el oleaje. La poca energía de estos flujos en relación con la carga que transportan hace que la parte más grosera se deposite rápidamente. El flujo se transforma, al

iniciarse la bajada por el foreset deltaico, en otros tipos de flujos que se describen más adelante (p. ej., Facies M y N). Estas transformaciones de los flujos ya descritas por Lowe (1976 y 1982) se deben fundamentalmente a la interacción con el agua y a la pendiente por la que se desplazan. Si la energía de los flujos que los transportan es suficientemente alta pueden alcanzar las partes bajas de los foresets.

L: Capas trimodales

Son capas inclinadas hacia el mar y formadas por tres intervalos de facies simples que desarrollan en conjunto una gradación normal con aumento de muro a techo de la relación matriz (arena gruesa) / cantos. El intervalo inferior, subfacies (a), está formado por pebbles de tamaño medio 8 cm, angulosos y débilmente imbricados pendiente abajo. El intervalo intermedio, subfacies (b), es el de mayor espesor y está formado por clastos planos de tamaño medio entre 1 y 3 cm. Los clastos se disponen desarrollando una estratificación cruzada inclinada pendiente arriba. Esta estratificación está desarrollada por el progresivo aumento del ángulo que forman estos clastos con el muro de la capa desde la parte inferior hasta la parte alta del intervalo. El intervalo que ocupa la posición más alta de la capa, subfacies (c), está formado también por clastos planares de tamaño semejante a los del intervalo subyacente. En este caso, los clastos se disponen paralelos al muro de la capa.

En el intervalo (a) dominan las cuarcitas y esquistos entre las litologías de los clastos mientras que en los dos intervalos superiores son las filitas la litología más abundante.

Estas capas registran la pérdida de energía de flujos (*waning flow*) en el foreset deltaico. El intervalo (a) tiene características de un lag de clastos que se deposita en el contexto hidrodinámico más energético de los tres intervalos. El intervalo (b) puede estar originado por la turbulencia del flujo y una cierta cizalla basal mientras que el (c), por disminución de energía, representaría el depósito de los mismos sedimentos del intervalo (b) pero en condiciones de régimen de flujo bajo, en un régimen laminar. Este último intervalo también pudiera tener su origen en el retrabajamiento de la parte alta del intervalo infrayacente (b). Los flujos que le vienen encima pueden hacer paralelos a los clastos proyectados de la parte superior del intervalo (b). La segregación litológica de los clastos en estos flujos se debe a su diferente comportamiento hidrodinámico con relación a su morfología. Los clastos planares (filitas y esquistos planares) son removilizados por la turbulencia y forman parte de los intervalos (b) y (c) mientras que las cuarcitas y esquistos sin fábrica planar no entran en esa dinámica turbulenta.

M: Conglomerados laminados

Son paquetes de espesor de 20 a 30 cm formados por clastos de tamaño *pebble* (tamaños de 1 a 8 cm de diámetro), fundamentalmente cuarcitas con pátinas de oxidación, madurez textural de

media a alta e imbricados a favor de la pendiente. Los clastos de mayor tamaño se encuentran hacia la cabecera y son de trama abierta hacia la base. La granoclasificación de estos cuerpos suele ser normal aunque hacia la base pueden desarrollar gradaciones inversas. Están bien estratificados y con desarrollo de laminación por tamaño de grano. La laminación es tanto paralela como cruzada de bajo ángulo buzando pendiente abajo. Son depósitos comunes en el talud de las clinofomas deltaicas y tienen morfologías adaptativas, lenticulares a la base y parte alta de las clinofomas deltaicas, o en cuña si se depositan sobre cicatrices erosivas en el foreset deltaico (Fotos 2A y b).

Se interpretan como flujos laminares o carpetas tractivas que reflejan en la gradación positiva la pérdida de energía del flujo y en la gradación negativa en la base un cizallamiento basal. Las superficies erosivas sobre las que esporádicamente se disponen son generadas por procesos anteriores al depósitos de estos flujos, pues las características de estos no es de flujos erosivos.

N: Areniscas con clastos dispersos

Son paquetes tabulares o en cuña, si se adaptan a un cicatriz erosiva, de medio a un metro. Están formados por areniscas con clastos tamaño *pebble* dispersos. Los clastos son fundamentalmente esquistos y cuarcitas (diámetros de 1 a 3 cm) de pobre madurez textural, planares y orientados paralelos a la estratificación. Son los depósitos más comunes en el talud de las clinofomas deltaicas (Fotos 2A y C, 1B y C).

Se interpretan como el depósito de la fracción más fina de flujos de derrubios cohesivos que se han congelado en la parte alta de la clinofoma.

Ñ: Lumaquela de lamelibranquios

Aparecen en niveles de 10 a 20 cm de espesor formados por acumulaciones de lamelibranquios (lumaquela de ostreidos y pectínidos, fundamentalmente) y balanus colonizando algunos clastos de cuarcitas angulosas embebidas en estos sedimentos (Fotos 3A-E). Los lamelibranquios se imbrican pendiente abajo. La matriz de estas capas está compuesta por arena muy fina, limosa, de coloración rojiza y verdosa. Algunos clastos de tamaño *pebble* acompañan a los bioclastos. La gradación de estas capas es positiva.

Estos niveles son interpretados como acumulaciones de lamelibranquios retrabajados desde el topset marino por fuertes inundaciones (inunditas) o tormentas (tormentitas) que los transportan mar adentro y son resedimentados en los foresets del delta. La gradación positiva registra la pérdida de energía de esos eventos.

O: Conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente

Estas facies aparecen en dos tipos de geometrías: la primera en forma de huso (Fig. 111A) y la segunda con geometrías de muro cóncavo hacia arriba y techo plano (Fig. 111B). En ambos

casos aparecen en el foreset deltaico, pero mientras las primeras geometrías ocupan toda la pendiente del foreset aumentando de espesor hacia abajo, las segundas tienen menor extensión lateral y se concentran en el foreset proximal. La base de estos cuerpos es ligeramente erosiva en el primer caso y francamente erosivas en los cuerpos que presentan el segundo tipo de geometrías. Los cuerpos con geometrías en huso están rellenos de conglomerados y arenas formando una gradación positiva mientras los cuerpos plano-cóncavos están formados fundamentalmente por conglomerados. Los clastos tienen morfologías de tendencias planares y bien imbricados hacia el mar. Los clastos mayores aparecen a la base del cuerpo. Desarrollan, como organización interna, estratificaciones cruzadas buzando contrapendiente en la que los estratos inclinados tienden a hacerse asintóticos hacia la base. La estratificación cruzada está formada por capas de diferente tamaño de grano y decrece su inclinación hacia la parte alta.

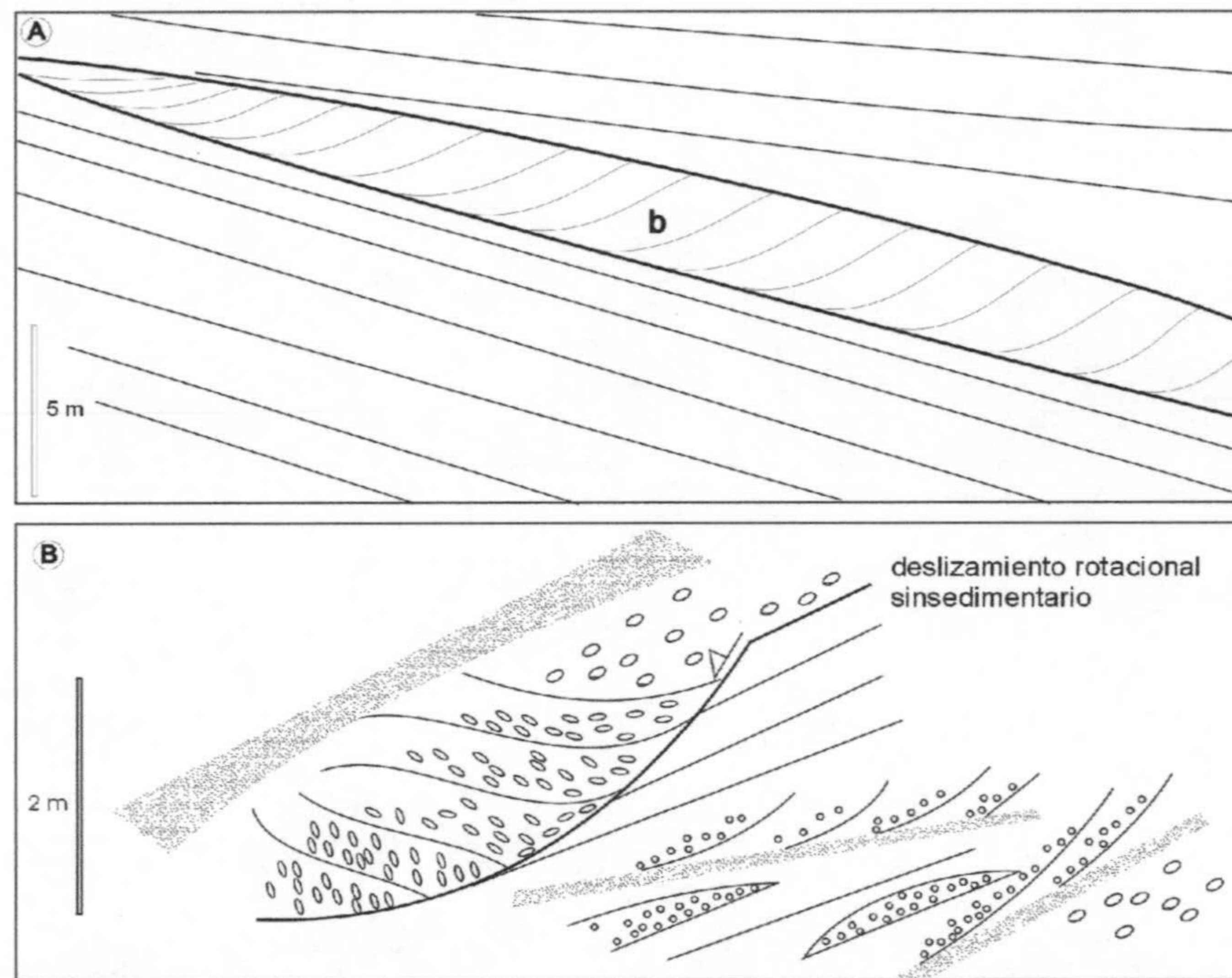


Fig. 111. A. Figura realizada a partir de la foto 4c y donde se muestra la geometría en forma de huso de una capa del foreset con estratificación cruzada buzando contrapendiente. La estratificación cruzada disminuye su inclinación pendiente arriba, y B. Deslizamiento rotacional sinsedimentario relleno por depósitos que forman una estratificación cruzada contrapendiente que tiende a horizontalizarse hacia arriba. Esta figura está realizada a partir de la foto 2c.

Medio sedimentario	Ambiente sedimentario	Asociación de facies	Facies	Descripción	Interpretación
ABANICO ALUVIAL	MEDIO	Brechas y arenas rojas estratificadas	Gc, Sm	Alternancia de capas tabulares bien estratificadas de arenas rojas y brechas	Depósitos <i>sheet-like</i>
DELTA	FLUVIAL	Conglomerados canalizados y cuerpos plano-convexos de conglomerados	Gci, Gp1	Cuerpos canalizados y con formas de barras de conglomerados con imbricaciones	Canales y barras fluviales en la llanura deltaica subaérea (Sistema alimentador)
	ACANTILADO	Bloques perforados		Bloques de rocas carbonatadas (dolomías y calizas) brechificadas con huellas de perforación por litófagos	Depósito de bloques al pie de un acantilado
		Brechas soportadas por la matriz	Gh	Capas tabulares de brechas de clastos tamaño <i>pebble</i> con gradación positiva	Depósitos <i>sheet-like</i> de transición de ambiente de acantilado a delta
	TOPSET	Conglomerados redondos y discoidales	Gro	Alternancia de cuarcitas redondas y filitas discoidales bien estratificados buzando hacia el mar	Depósitos de <i>Upper</i> y <i>Lower beachface</i>
		Arenas con estratificaciones cruzadas	Sr, St	Cuarciarenitas mal seleccionadas con estratificaciones cruzadas planares de escala decimétrica	Depósitos de <i>shoreface</i> afectados por corrientes de deriva litoral
		Cuerpos plano-convexos de conglomerados discoidales	Gp2	Cuerpos con geometría lobular formados por conglomerados discoidales imbricados hacia tierra	<i>Washover fan</i>
		Conglomerados con estratificación cruzada	Gp2	Cuerpos de 2 m de espesor formados por conglomerados con estratificación cruzada sigmoidal inclinada hacia mar	Barras de desembocadura de los distributarios del delta
		Areniscas moteadas	Fsc	Paquetes centimétricos tabulares de arenas masivas de colores rojizo-grisáceos con raíces	Depósitos de marisma (<i>swamp facies</i>) en subambientes de bahía interdistributaria
		Calcarenitas bioclásticas	Cn	Capas tabulares de calcarenitas con abundante macrofauna, fundamentalmente serpúlidos y lumaquelas de ostreidos	Biostromas de serpúlidos y lamelibranquios
		Cuñas de conglomerados	Gms	Conglomerados masivos y desorganizados	Debris flow poco cohesivos
	FORESET	Conglomerados laminados	Gh	Conglomerados con laminación paralela o cruzada de bajo ángulo buzando a favor de la pendiente con granoclasificación normal y geometrías lenticulares	Flujos laminares o carpetas tractivas
		Areniscas con clastos dispersos	Sm	Capas tabulares o en cuña de areniscas masivas con clastos embebidos	Flujos de granos
		Lumaquela de lamelibranquios		Niveles de limos arenosos rojo-verdosos con lamelibranquios	Inunditas o tempestitas
		Conglomerados con estratificación contrapendiente	Gb	Conglomerados rellenando una superficie en forma de cuchara erosiva con estratificación cruzada buzando pendiente arriba	<i>Backsets</i> o rellenos de deslizamientos rotacionales sinsedimentarios
	BOTTOMSET		<i>No afloran</i>		

Tabla 6. Cuadro de asociaciones de facies para los diferentes ambientes sedimentarios del delta de Adra.

Se han interpretado dos orígenes diferentes para estos cuerpos que muestran estratificaciones cruzadas contrapendiente. El primer origen, el de los cuerpos con geometría de huso, correspondería a flujos de alta energía que producen turbulencia a lo largo de pendientes altas y prolongadas. La turbulencia de estos flujos es provocada probablemente por el salto hidráulico que suponen bruscos cambios de pendiente o irregularidades del fondo, como explican Massari y Parea (1990) para ejemplos equivalentes en sistemas deltaicos en Italia. Estos autores aluden a flujos inducidos por mecanismos de tormenta o inundaciones intensificados por la gravedad para explicar la alta energía de estos flujos. Un segundo origen se ha interpretado para los cuerpos con geometrías plano-convexas. En este caso pequeños deslizamientos rotacionales en la parte alta de los foresets serían rellenados simultáneamente a su actividad por flujos posteriores. La propia carga de los nuevos depósitos favorecería la prolongación del deslizamiento.

7.1.3.4. Análisis secuencial y modelo sedimentario

Las asociaciones de facies descritas (A-O) se organizan en la vertical y horizontal siguiendo una determinada tendencia que le viene dada por la evolución del propio sistema deltaico. A partir de los paneles de facies interpretados desde los fotomosaicos de campo se ha observado la relación lateral entre dichas asociaciones de facies (Fig. 112) y se han organizado secuencias de facies para diferentes ambientes y subambientes sedimentarios: Secuencias de playa, de topset y de foreset.

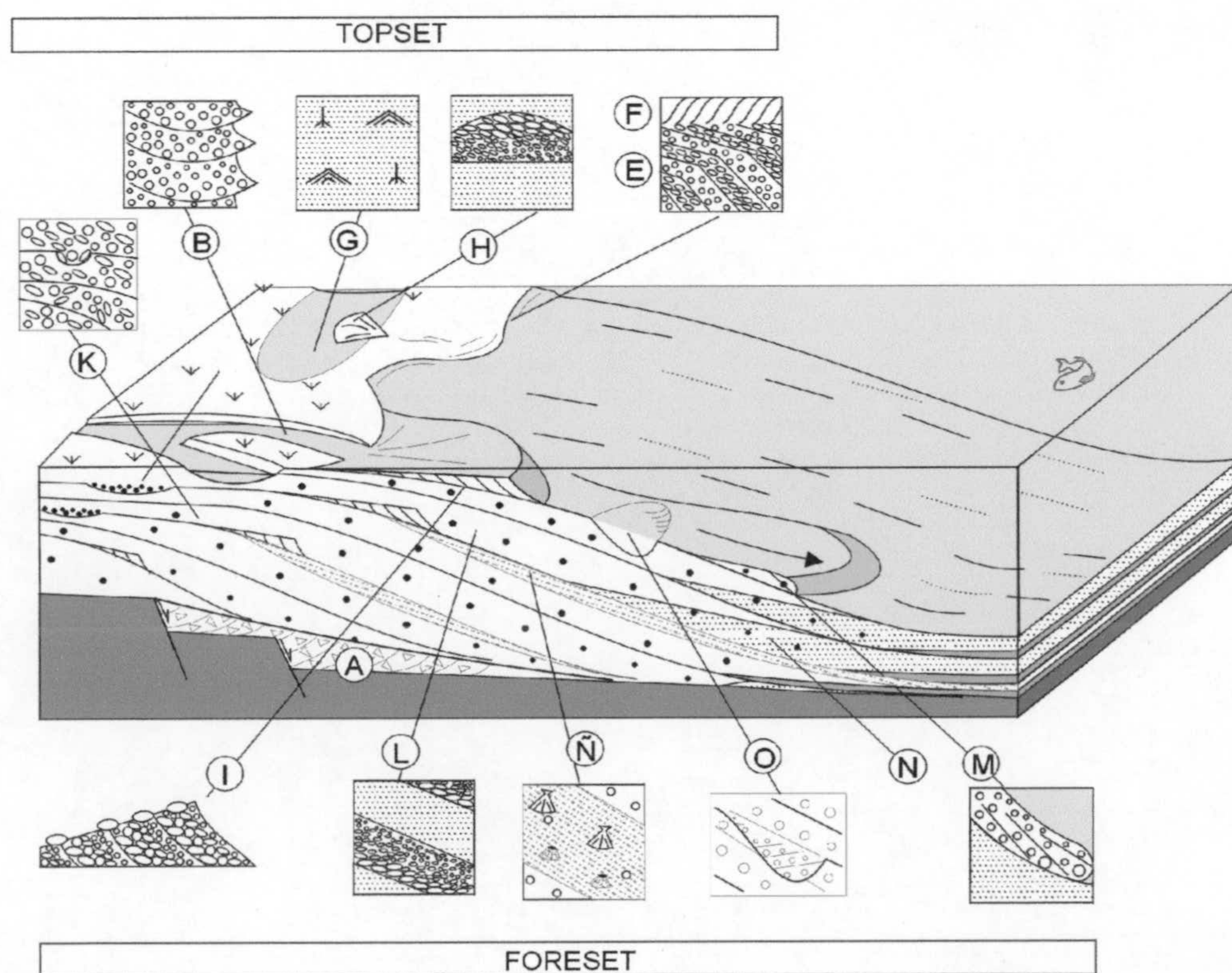


Fig. 112. Bloque diagrama en el que se muestra la distribución de los diferentes subambientes sedimentarios del delta y las asociaciones de facies más características.

7.1.3.4.1. Secuencia de playa

La secuencia de playa (Fig. 113) más característica está formada por la asociación, en la vertical y de abajo a arriba, de las facies de bloques perforados (Facies C), calcarenitas bioclásticas (Facies J), conglomerados redondeados y discoidales (Facies E: subfacies E1 debajo de las subfacies E2) y, a techo de la secuencia de playa, aparecen las facies de arenas con estratificaciones cruzadas (Facies F).

Sobre los materiales del basamento y al pie de un acantilado se acumulan bloques que son perforados por litófagos (Facies C). Encima de

los bloques y el basamento se instala un bioestroma de serpulidos y lamelibranquios con algunos ostreidos de gran tamaño (Facies J). El bioestroma se hace, en la vertical y de abajo a arriba, más siliciclástico. Los clastos son cuarcitas muy redondeadas con pátinas rojas implican retrabajamiento del oleaje. Este bioestroma se interpreta como el registro de la transgresión sobre el alto fondo donde se deposita esta secuencia. El techo del bioestroma muestra rasgos de una superficie de abrasión. Encima del bioestroma se depositan los sistemas de playa conglomerática progradante hacia el sursureste (Facies E y F). En los depósitos de playa se ha distinguido un frente de playa inferior con capas muy inclinadas hacia el mar (subfacies E1) y sobre ellas las capas menos inclinadas del frente de playa superior (subfacies E2). Culminando la secuencia de playa aparecen las arenas con megaripples migrando hacia tierra (Facies F) propias de los ambientes de la playa donde rompe el oleaje.

7.1.3.4.2. Secuencia de Topset

Los conglomerados canalizados (subfacies B1) constituyen la principal facies de los topsets deltaicos, principalmente en la parte subaérea del mismo. Interpretados como los canales distributarios del delta aparecen, como consecuencia del patrón progradante de los mismos, a techo de las secuencias del topset. Estos canales muestran características tanto de ríos trenzados como meandriformes pues aparecen algunas estratificaciones cruzadas ligadas a la acreción lateral de los canales. Se disponen erosivos sobre el resto de depósitos del topset. Distalmente, hacia el punto de ruptura entre el topset y el foreset, en la parte sumergida del topset, transicionan a barras de desembocadura (Facies I) (Fig. 114) o a flujos de derrubios poco cohesivos y no canalizados (Facies K) que se acuñan hacia el foreset. El que los depósitos que

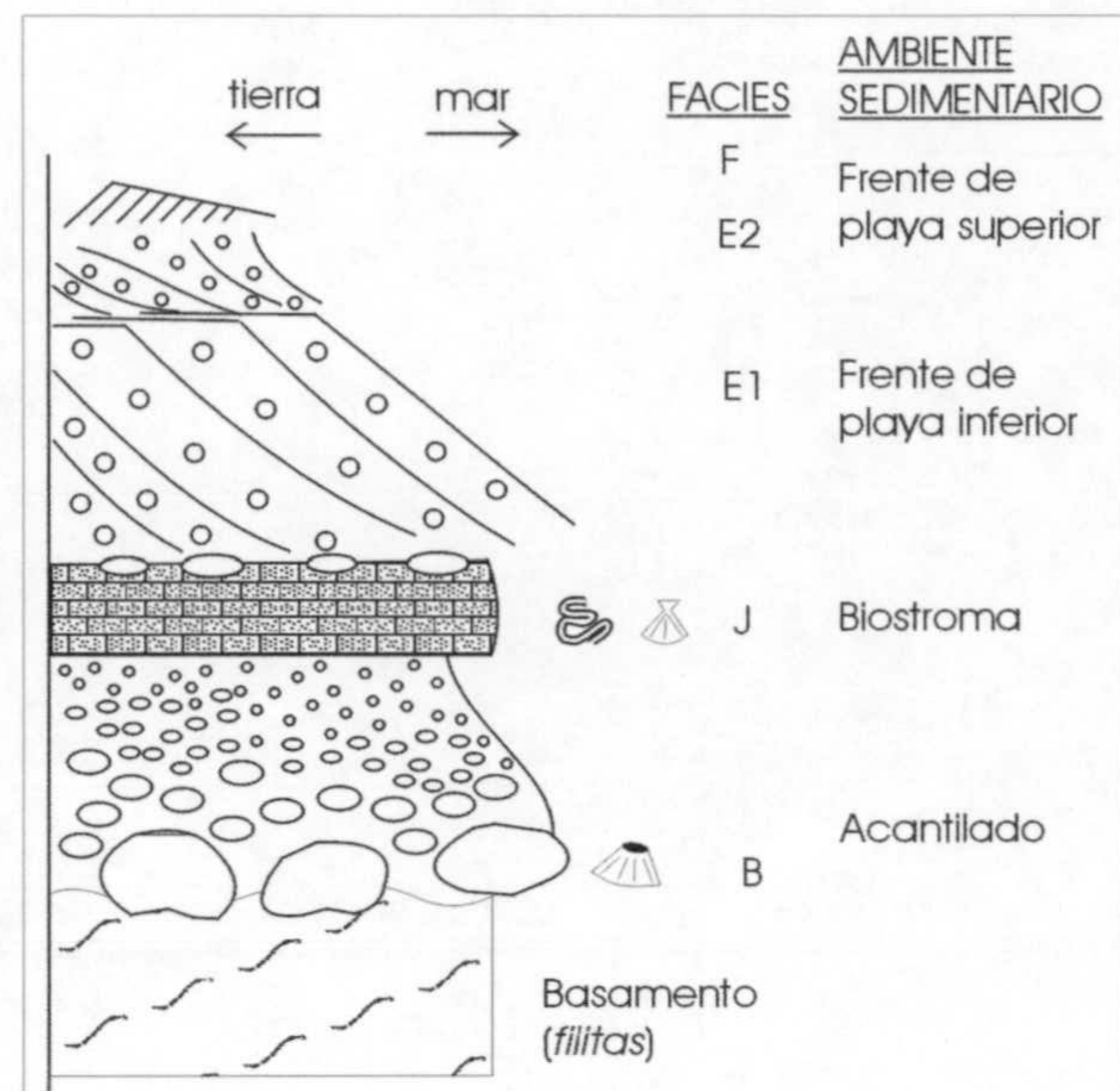


Fig. 113. Secuencia de facies de playa.

rellenan los canales distributarios transicionen a uno u otro tipo de facies distalmente puede estar ligado a la energía del flujo que moviliza esos depósitos y a su cohesión por la proporción de matriz. Flujos más energéticos y cohesivos transicionarán a flujos de derrubios, mientras que flujos con características más fluidales transicionarán a barras de desembocadura al ser frenados por la lámina de agua.

Capas tabulares de arenas moteadas (Facies G) aparecen también, pero de forma esporádica, en el topset. Representan ambientes de *lagoon* o albufera como los que aún existen relacionados con el delta actual. Ligados a estos ambientes aparecen depósitos de *wahover fan* (Facies H) que erosionan depósitos del topset de la barrera entre la albufera y el mar y los resedimenta en la albufera. El rápido enterramiento de los depósitos de *lagoon* por los depósitos aportados por canales distributarios desde tierra y *washover fan* desde el mar permite la generación de niveles de carbón a partir de la vegetación lagunar.

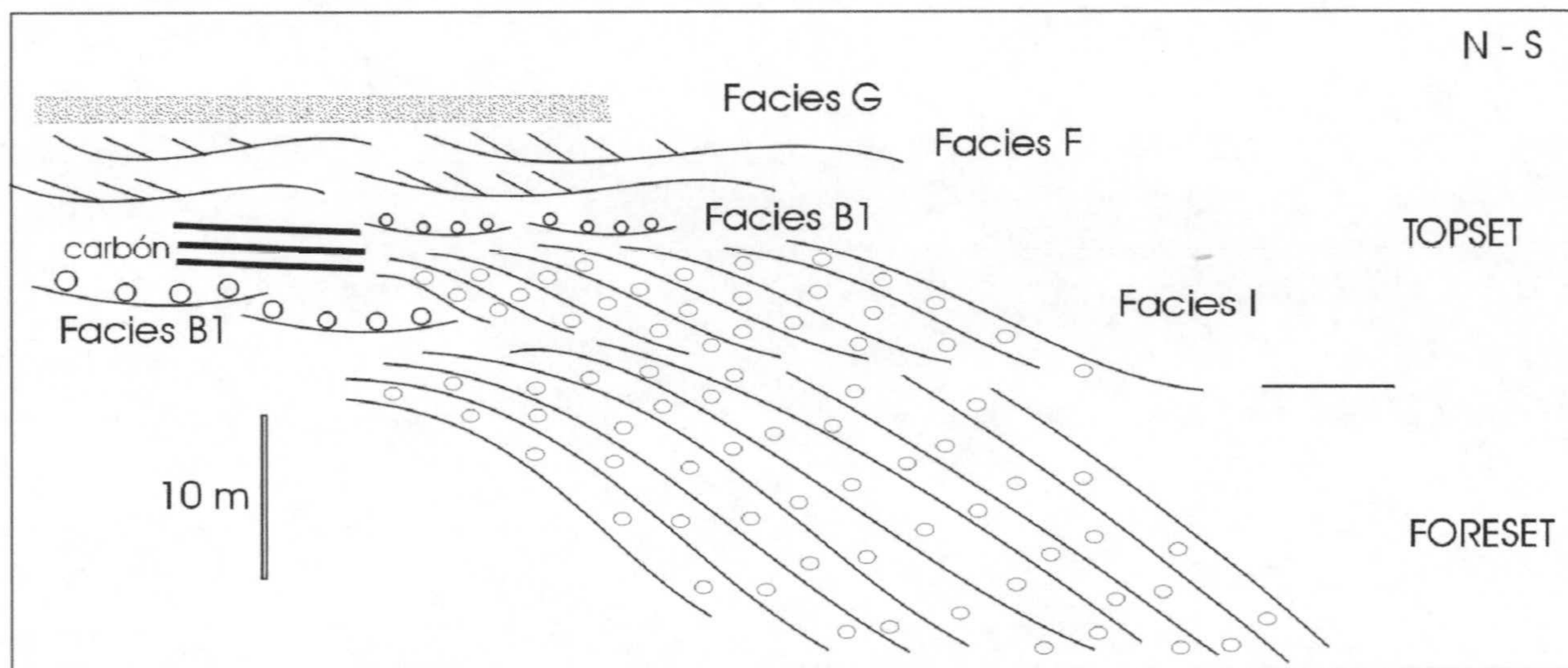


Fig. 114. Relación entre algunas de las facies del topset, incluidas las facies de playa, en el lóbulo deltaico situado en la posición más distal (lóbulo 6 del corte de la figura 108 y Foto 4B).

7.1.3.4.3. Secuencias de Foreset

La secuencia de foreset representativa de los depósitos deltaicos más proximales está compuesta por ciclos grano y estratodecrecientes en los que intervienen las capas trimodales (Facies L) y las brechas soportadas por la matriz (Facies D) (Figs. 115). Ambos tipos de depósitos registran la pérdida de energía del flujo del que formaron parte, pues ambos depósitos se caracterizan por desarrollar gradaciones positivas. En el caso de las capas trimodales, su origen se ha ligado a flujos turbulentos y, tanto una como otra, representan flujos no canalizados.

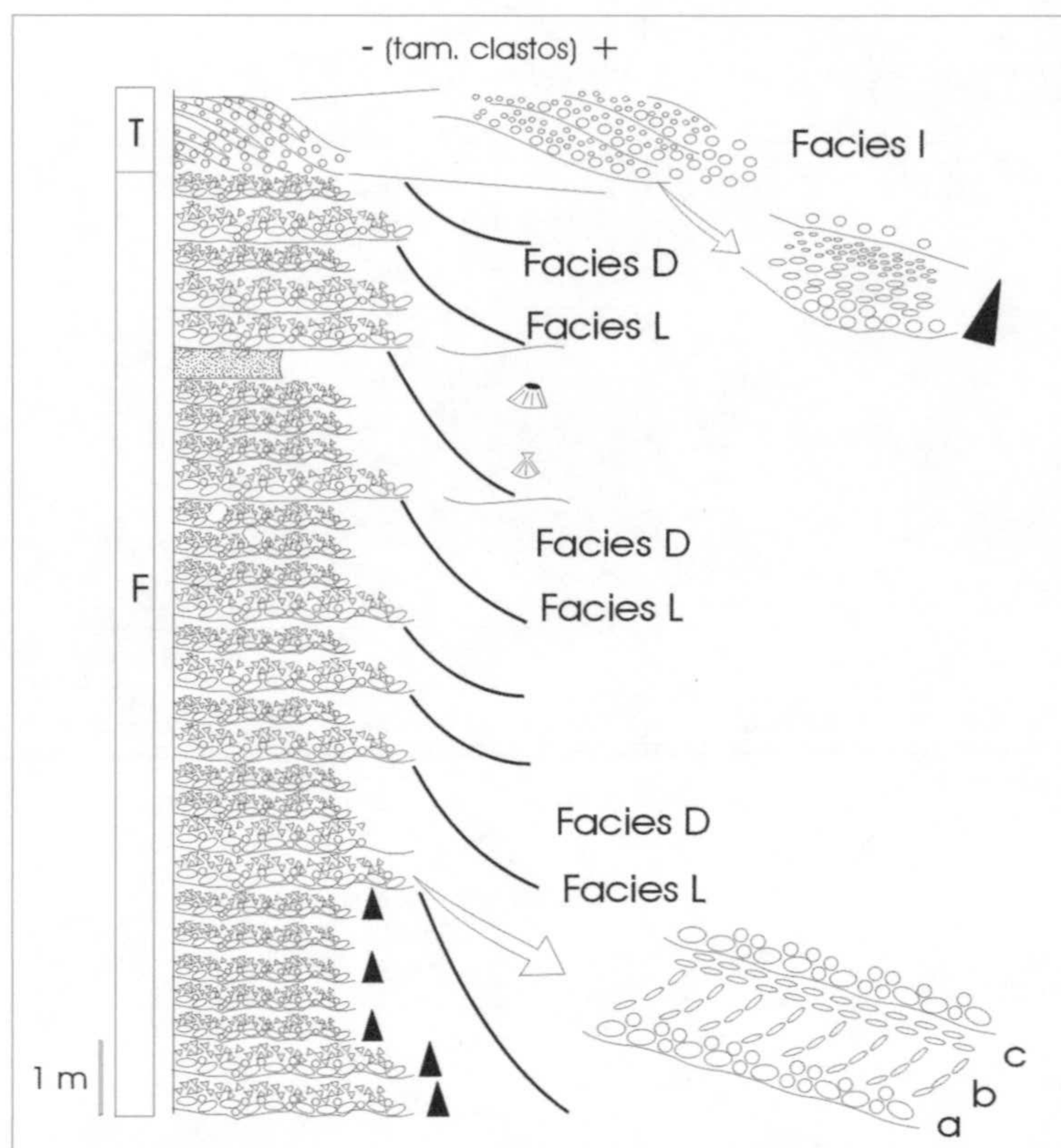


Fig. 115. Columna del sector proximal del delta donde los depósitos del foreset (F) están compuestos por ciclos positivos formados por la alternancia de facies L y D. (T - topset)

En sectores más distales, las secuencias de foreset difieren respecto a las que acaban de describirse aunque también puede reconocerse un ciclicidad y una tendencia granodecreciente para cada uno de los ciclos. La sedimentación normal está representada por los conglomerados del topset que se acuñan en la parte alta de los foresets y que pueden llegar a extenderse pendiente abajo a lo largo del foreset (Facies K). Los flujos que transportan estos conglomerados que se congelan en la parte alta del foreset se transforman pendiente abajo, una vez depositada la carga más grosera, en dos flujos: Un flujo más grosero de tipo laminar (Facies M) y otro formado por la fracción más fina, la matriz arena de los conglomerados de facies K, con algunos clastos pequeños (Facies N). Tanto en las capas conglomeráticas (Facies M) como en las más arenosas (Facies N) suelen aparecer estratificaciones cruzadas contrapendiente. Las que aparecen en las capas conglomeráticas representan *backsets* que rellenan superficies erosivas de *slump* y deslizamientos rotaciones sinsedimentarios (Facies O). Las estratificaciones cruzadas contrapendiente en las capas arenosas representan la migración de megarripples y barras submarinas desplazadas por el oleaje y corrientes marinas hacia tierra.

Esporádicamente, se intercalan en el foreset acumulaciones de lamelibranquios (Facies Ñ) (Fig. 116). Estas acumulaciones se han asociado a inunditas o tormentitas. Estas concentraciones dominan en los lóbulos situados en posiciones más distales, por tanto, ya no están protegidos por

la fisiografía de la bahía y están expuestos al oleaje de mar abierto. Esta circunstancia puede llevar a explicar estas acumulaciones más como tormentitas que como inunditas.

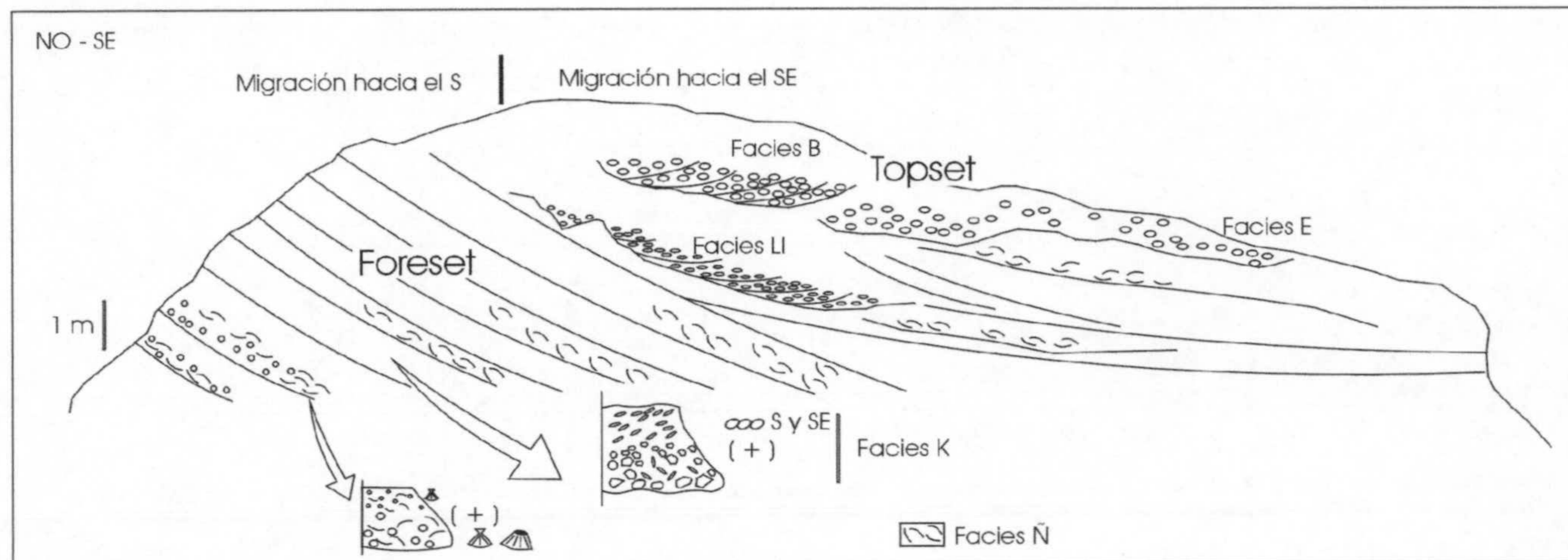


Fig. 116. Sistema deltaico transversal en un sector distal donde las acumulaciones de lamelibranquios intercaladas entre depósitos de facies K son muy abundantes en el foreset. Las fotos 3A-C pertenecen al talud de la ilustración.

A menudo, estas acumulaciones sellan cicatrices erosivas en el foreset al igual que los depósitos descritos como facies M que son las que delimitan los diferentes lóbulos deltaicos (1-6) de las figuras 107 y 108. Esas superficies erosivas representan superficies de reactivación en los deltas que cambian el perfil del frente deltaico. Las superficies erosivas son rellenas por depósitos que se disponen discordantes sobre las mismas. Estas primeras cliniformas que rellenan las cicatrices de slump desarrollan geometrías oblicuas que a medida que van colmatando las irregularidades de las cicatrices se van transformando en cliniformas con geometrías sigmoidales (Fig. 117)

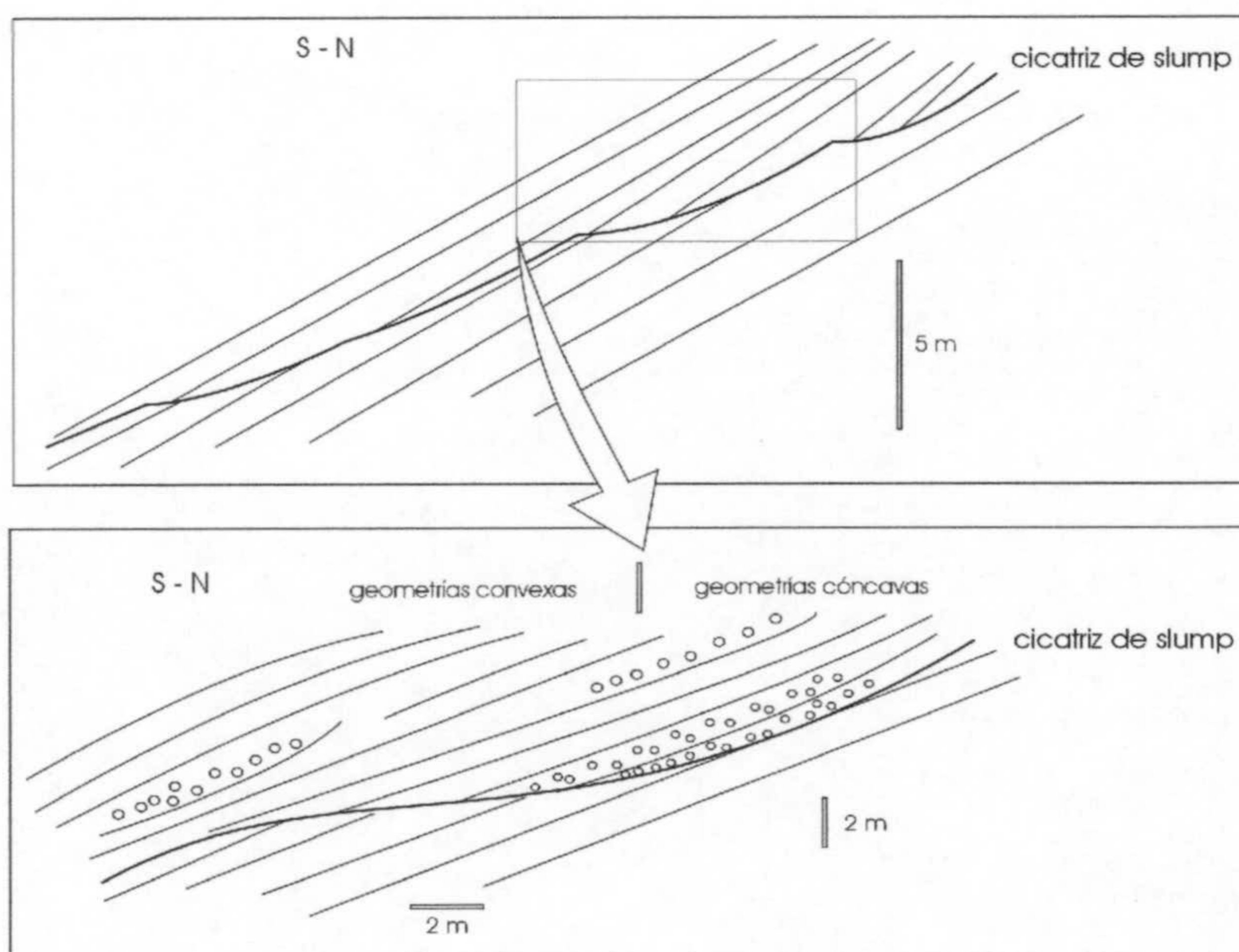
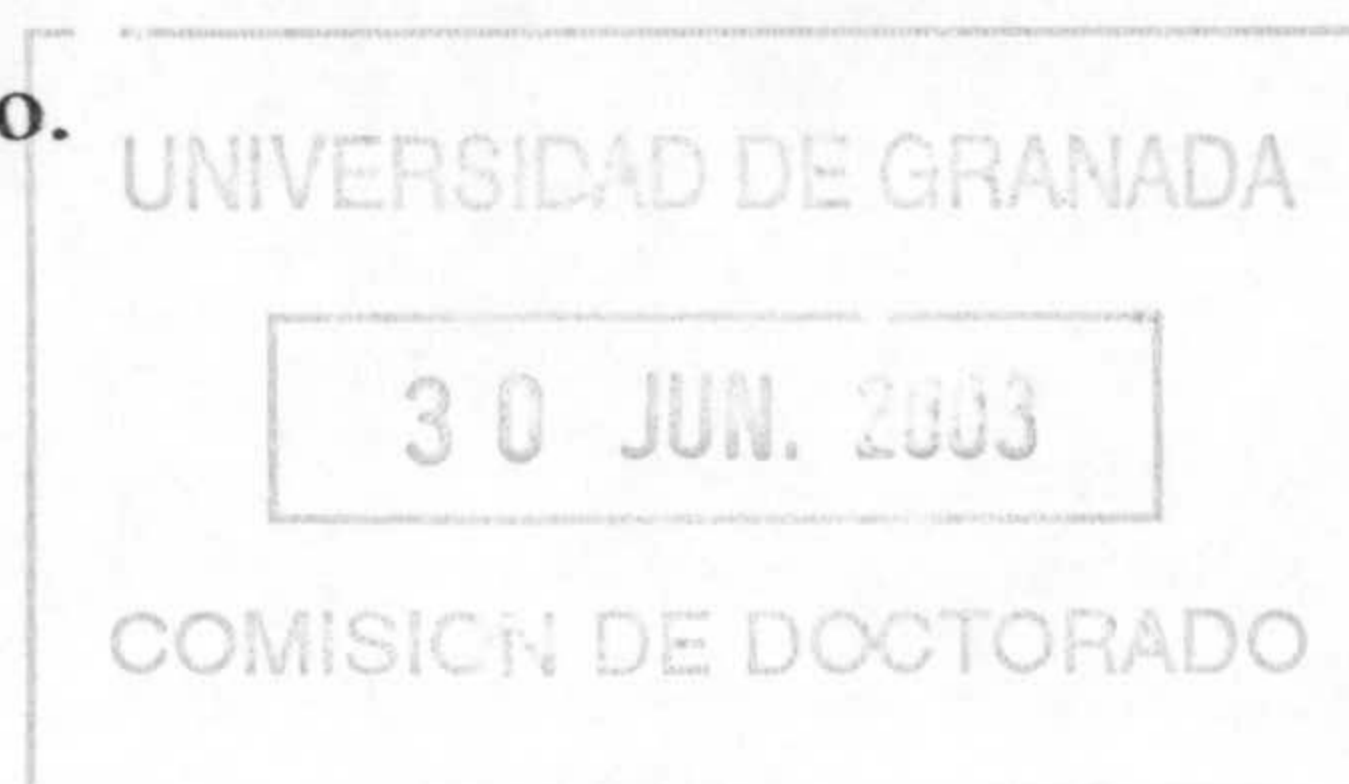


Fig. 117. Cicatriz de slump a la base de un ciclo de cliniformas oblicuas (cóncavas hacia arriba) a sigmoidales (convexas hacia arriba). Esquemas realizados a partir de las fotos 2A y B.

En los foresets, además de reconocerse un patrón de repetición en las facies, también se puede reconocer una ciclicidad en la geometría de las clinoformas deltaicas. Aunque las clinoformas con geometría oblicua son las más abundantes, cuando se analizan con detalle las geometrías de las clinoformas se observan ciclos que se inician con geometrías oblicuas y finalizan con geometrías próximas a las sigmoidales (Fig. 120). Las primeras, las clinoformas oblicuas tienen mayor buzamiento que las sigmoidales y están construidas por depósitos más groseros, eminentemente conglomeráticos. Las clinoformas sigmoidales están construidas por arenas y lentejones de conglomerados de tamaño medio inferior a 5 cm. La transición desde clinoformas oblicuas a sigmoidales se produce de forma gradual a lo largo de varias decenas de metros en la horizontal. Las primeras clinoformas están, como ya se ha indicado, constituidas por conglomerados de grano grueso que se extienden hasta la parte inferior de las mismas. Las siguientes clinoformas tienen la fracción conglomerática, de menor tamaño de grano que las anteriores, concentrada en la parte media de las clinoformas mientras que la parte alta y baja es fundamentalmente arenosa. Las siguientes clinoformas comienzan a adquirir la geometría sigmoidal. Los lentejones conglomeráticos se concentran en la parte alta erosionándola ligeramente mientras que en la parte media se concentran las arenas. Las arenas de la parte media provocan un ligero engrosamiento en este tramo de la clinoforma por agradación. En el siguiente grupo de clinoformas, los lentejones de conglomerados se concentran en la parte baja. La parte alta de la clinoforma, antes conglomerática y cóncava hacia arriba, ahora es arenosa y, como consecuencia de una ligera agradación, se hace convexa hacia arriba. El final del ciclo geométrico de las clinoformas deltaicas tiene lugar con clinoformas sigmoidales arenosas con buzamiento menor al de sus antecesoras. El siguiente ciclo comienza con una superficie de erosión a partir de la cual se reactiva la sedimentación en el frente deltaico con clinoformas oblicuas de grano grueso (Fig. 120). En éstas suelen aparecer estructuras de *backsets*. En las sigmoidales, más arenosas, aparecen los megarripples y barras submarinas migrando pendiente arriba. Estas clinoformas muestran megarripples pues el tipo de sedimento es más fácilmente retrabajado por los agentes de cuenca y, al ser la pendiente de estas clinoformas menor, pueden más fácilmente trepar sobre ellas.

Estos ciclos geométricos y los procesos sedimentarios que tienen lugar en las clinoformas representan la búsqueda del perfil de equilibrio del frente deltaico en respuesta a variaciones en la velocidad de los aportes sedimentarios y en el tamaño de grano.



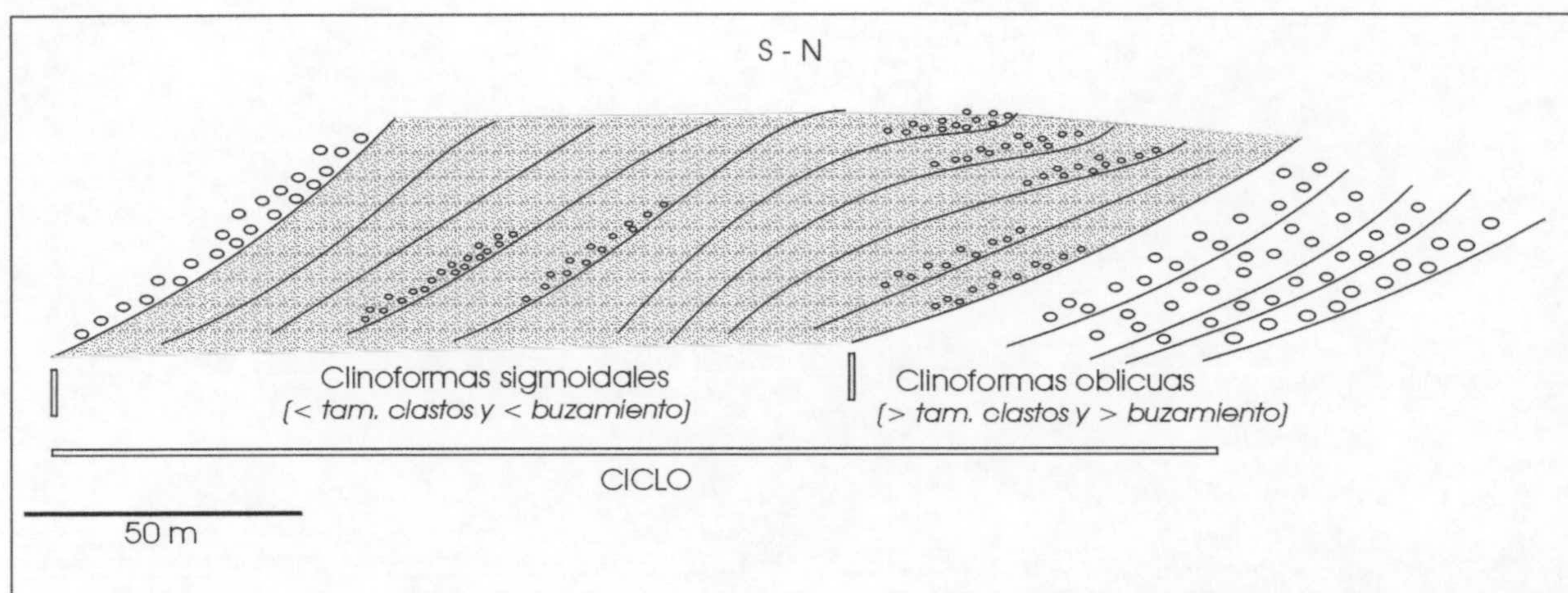


Fig. 120. Ciclo de transformación de las clinoforras con geometría oblicua a sigmoidal.

7.1.4. Paleogeografía

La cuenca de Adra representó durante el Plioceno inferior y medio una bahía o golfo donde el mar penetró hasta unos 5 km al norte de la actual posición de la línea de costa. Esta bahía tenía un trazado asimétrico, estando más expuesta hacia el este. La bahía estaba protegida del oleaje de poniente por los materiales del basamento (Fig. 121). El fondo de la bahía, formado por materiales alpujárrides, presentaba una fisiografía irregular. La tendencia general del fondo de la bahía es descendente hacia el sur, hacia la actual costa. Este descenso tiene lugar mediante rellanos separados por bruscas rampas como demuestran los saltos bruscos de altura de las clinoforras deltaicas. La diferencia de altura que salva actualmente el basamento desde la posición más proximal ocupada por el ápice del delta hasta la posición donde se encuentran los afloramientos deltaicos más distales, al sur de la bahía, es de, al menos, 200 m. Esta diferencia de cotas es un valor mínimo, pues no aflora el basamento bajo las últimas clinoforras deltaicas. La irregular fisiografía del fondo condicionó el sentido de migración deltaico.

El borde nordeste de la bahía estaba controlado tectónicamente con una alineación estructural orientada de noroeste-sureste a lo largo de la cual grandes bloques de brechas calizas se acumulaban al pie de un acantilado. Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993) describen fallas con esta orientación al este, en el Campo de Dalías. Algo más al sur, sobre un bloque de basamento que debió representar un alto fondo, se generaron sistemas de playas alimentados por corrientes litorales y oleaje procedente del sureste, hacia donde se abría la bahía. A la base de los depósitos de playa y cubriendo ese alto de basamento se desarrolló un bioestroma de serpulidos y lamelibranquios.

La bahía fue rellenada por la migración hacia el sur de dos sistemas deltaicos con diferente área fuente como indican los dos vectores de direcciones resultantes con sentidos a N200°E y

N160°E. El primer sistema y más importante por su extensión es el que ocupó el eje paleogeográfico norte-sur de la bahía (Sistema longitudinal). El ápice se localiza 1 km al norte de la pedanía de La Alquería. Este sistema deltaico varía el sentido de progradación en su avance hacia el sur. En los sectores proximales prograda hacia el sur mientras que hacia sectores distales lo hace al suroeste. El segundo sistema deltaico prograda desde el sur de la Alquería hacia N160°E (Sistema transversal). Ambos sistemas deltaicos se amalgaman (lóbulos 4 y 5 del corte de la figura 86). El sistema alimentador de los deltas, al menos del longitudinal, era un río de alta energía. En las etapas iniciales de la formación del delta fue un sistema más energético como un abanico aluvial que sería congruente con los grandes bloques de dolomías que aparecen en el ápice. Sin embargo, una vez superada esta fase inicial, fueron ríos los sistemas alimentadores que transportaban esquistos y cuarcitas. Se han reconocido depósitos fluviales en sectores proximales y la organización de las facies deltaicas son más propias de estos sistemas. Estos ríos son los que probablemente evolucionaron a lo largo del Plio-cuaternario hasta los actuales ríos Grande y Chico que confluyen unos kilómetros al norte de Adra para formar el actual río que lleva el nombre de esta localidad.

La geografía de la bahía, protegida al oeste por el basamento, hizo que la parte alta de los deltas sufriese fundamentalmente la batida del oleaje procedente del este durante los primeros estadios de construcción deltaica. Cuando los deltas rellenaron la bahía y se “asomaron” a mar abierto es cuando se observa en los topsets el dominio del retrabajamiento de las corrientes procedentes del oeste. Esto pone de manifiesto el dominio de los vientos y corrientes de poniente sobre los de levante, situación semejante a la actual.

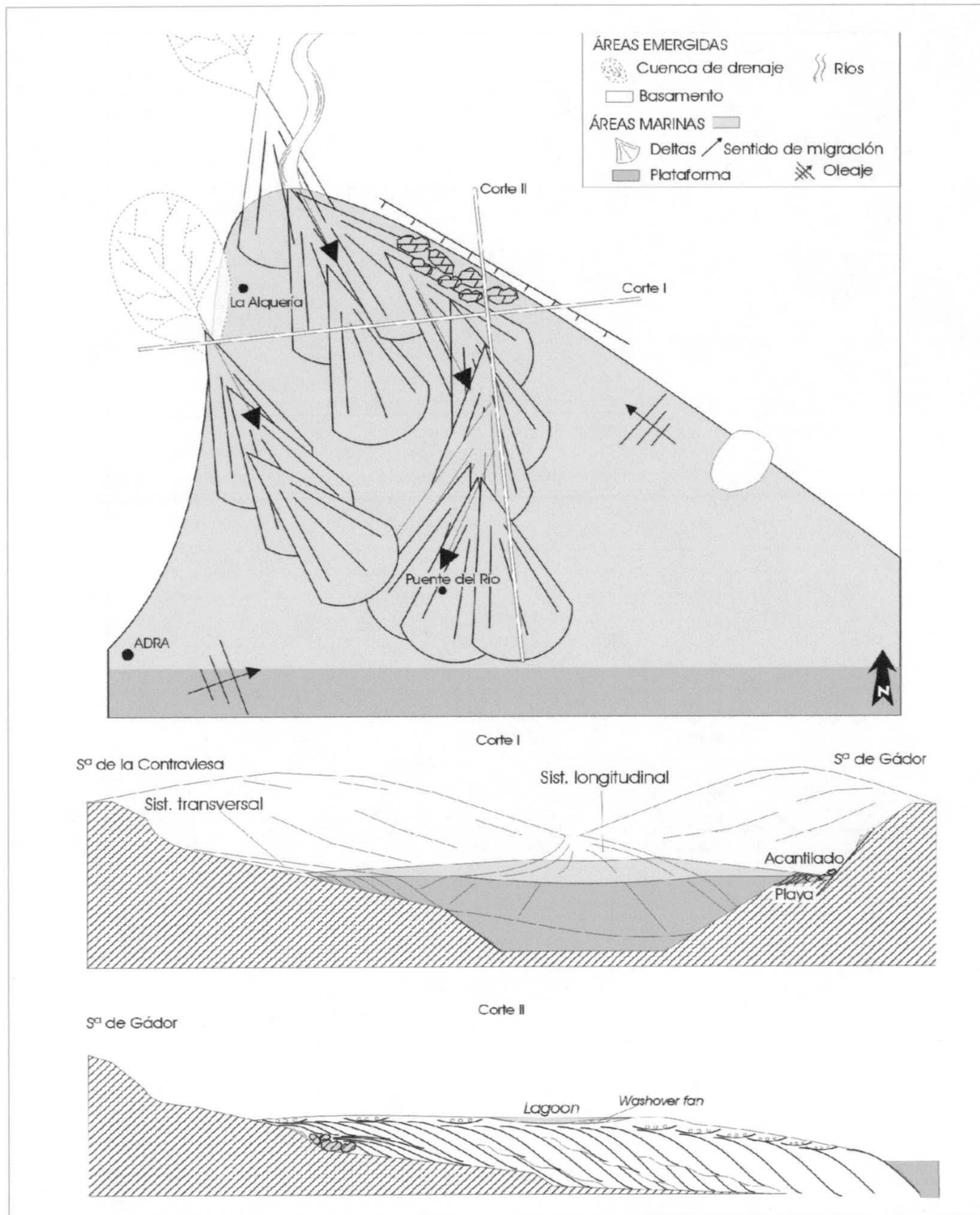


Fig. 121. Mapa paleogeográfico de la bahía de Adra durante el desarrollo de los sistemas deltaicos pliocenos y cortes paleogeográficos transversal (Corte I) y longitudinal (Corte II). (Los depósitos de plataforma afloran en el Campo de Dalías, al sureste de la zona de estudio).

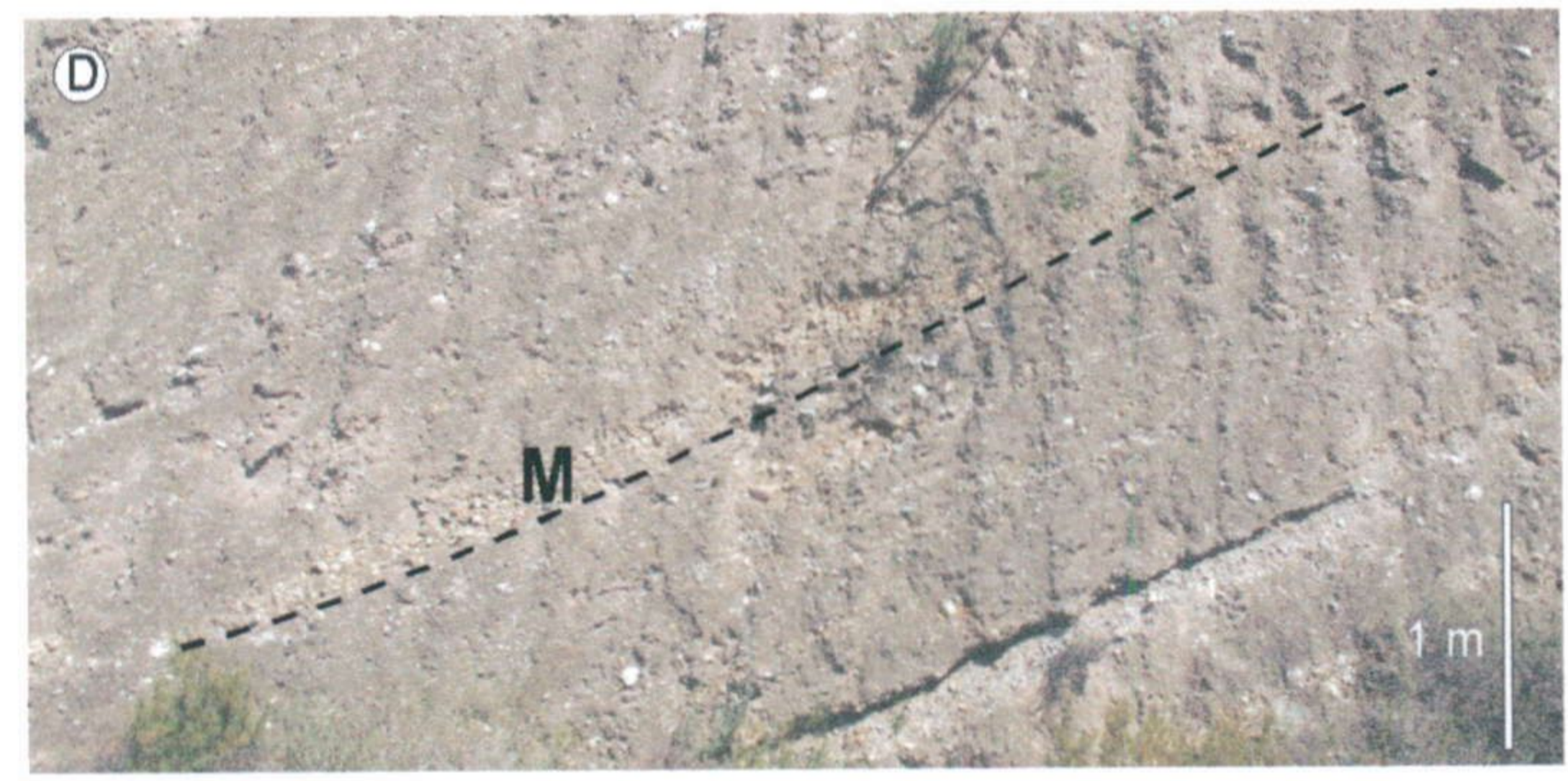
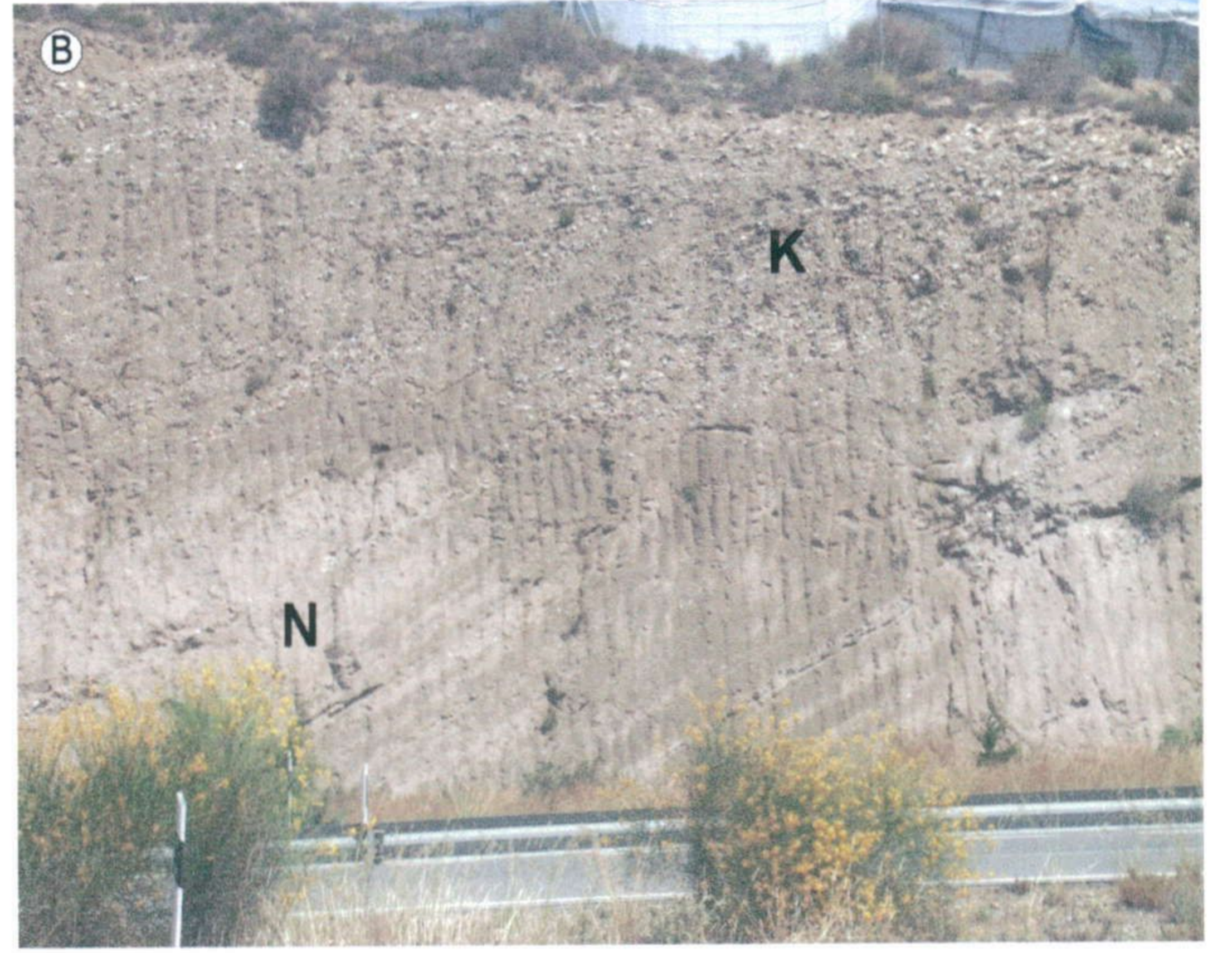


Lámina de Fotos V. 1. A. Fotomosaico en el que se muestra la progradación del delta y la trayectoria ligeramente ascendente de los *brinkpoints* (T - topset; L - lagoon o albufera; F - Foreset), B. Detalle del foreset con las facies conglomeráticas en el foreset proximal (Facies K) y las arenosas en el foreset distal (Facies N), C. Alternancia de conglomerados (Facies M) y arenas (Facies N) del foreset, D. Cuerpos canalizados de conglomerados en la parte media-baja del foreset. (En todos los casos el mar se sitúa a la izquierda).

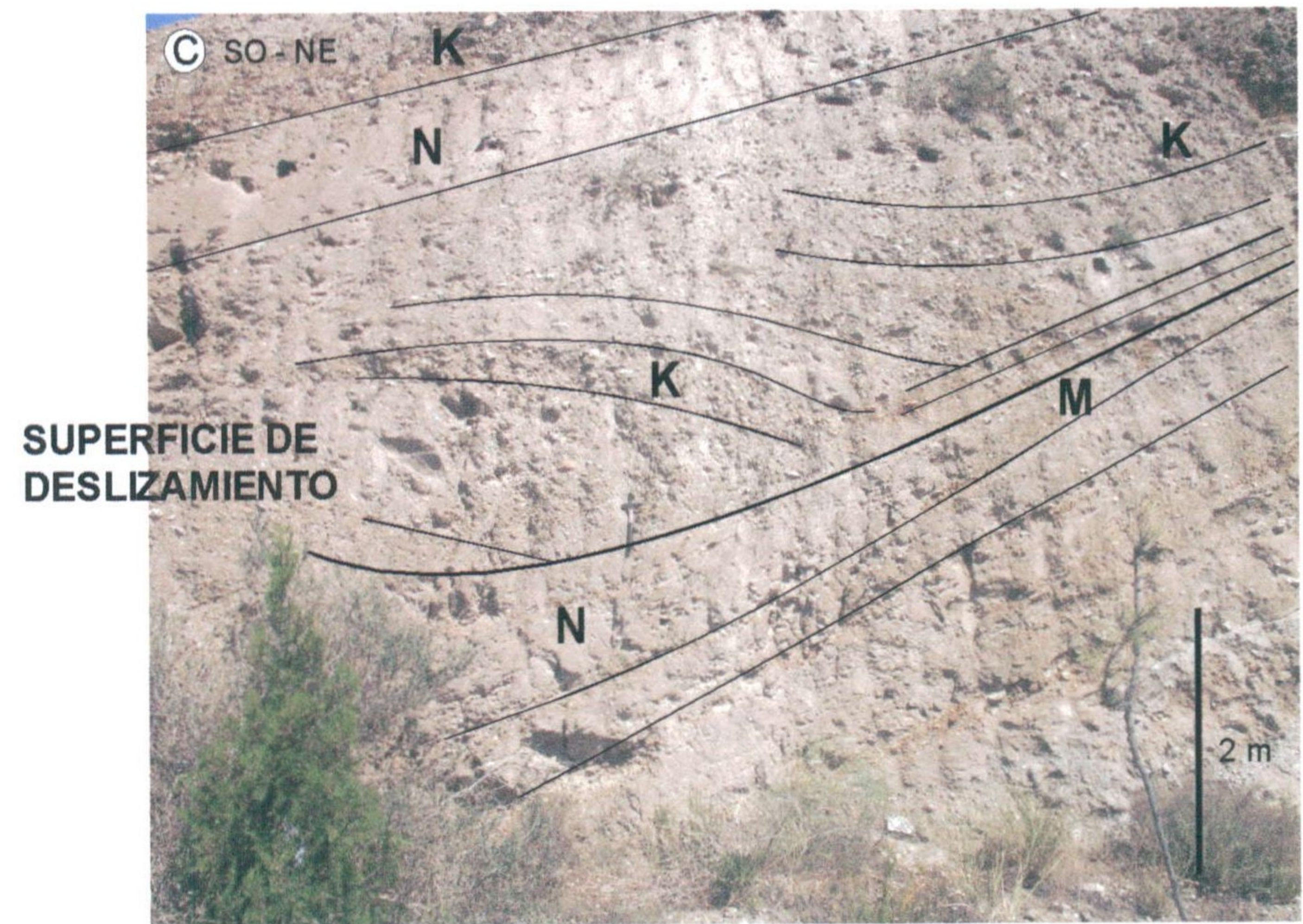
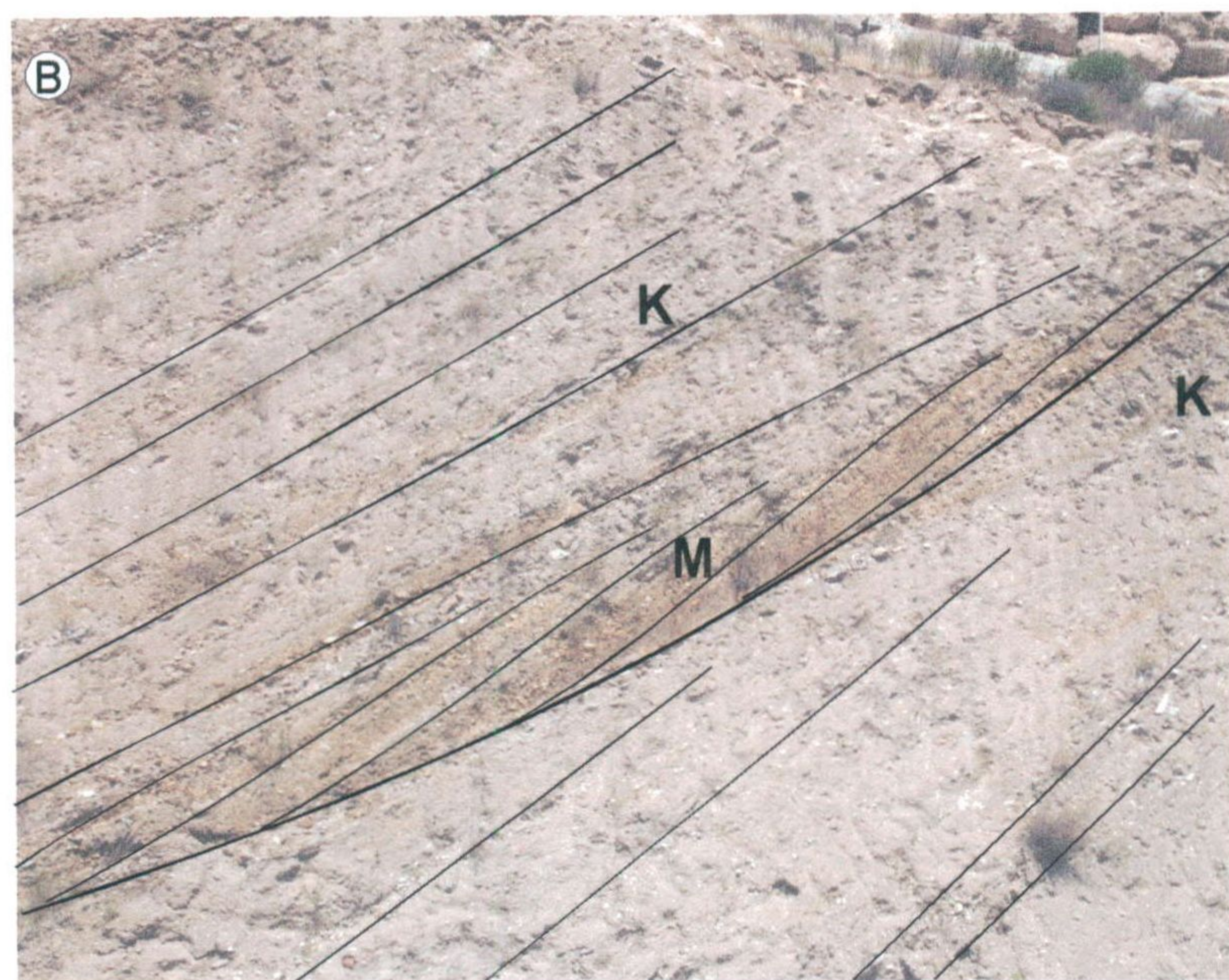


Lámina de fotos V. 2. A. Panorámica del foreset del delta de Adra con una superficie de discordancia erosiva interpretada como una cicatriz de slump, **B.** Detalle de la parte superior de la cicatriz de slump donde se observan las capas inclinadas (Facies M) que rellenan el hueco erosivo formando un abanico de capas que se abre pendiente abajo, **C.** Deslizamiento rotacional en el foreset con relleno sinsedimentario como se observa por la disminución de la inclinación de las capas hacia arriba. (M, N, K son tipos de facies descritas en el texto). En todos los casos la progradación deltaica es hacia la izquierda.

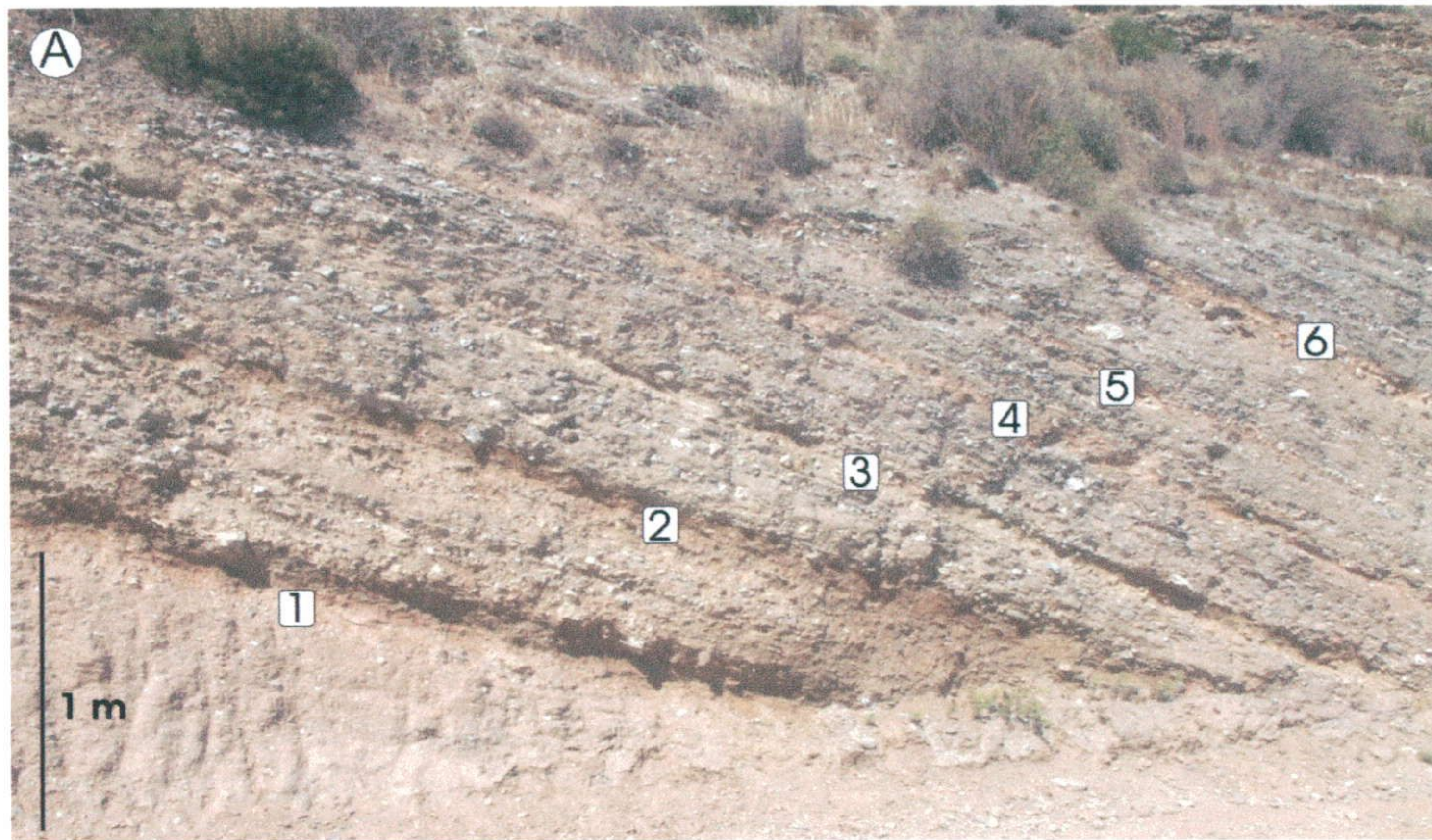


Lámina de fotos VI. 3. A. Niveles (1-6) de arcillas rojo verdosas con acumulaciones de lamelibranquios (Facies N), **B.** Detalle de uno de esos niveles con lamelibranquios imbricados junto a clastos formando capas con gradación positiva, **C.** Acumulación de ostreidos, **D.** Ostreidos y balanús, **E.** Acumulación de clastos con balanús adosados.

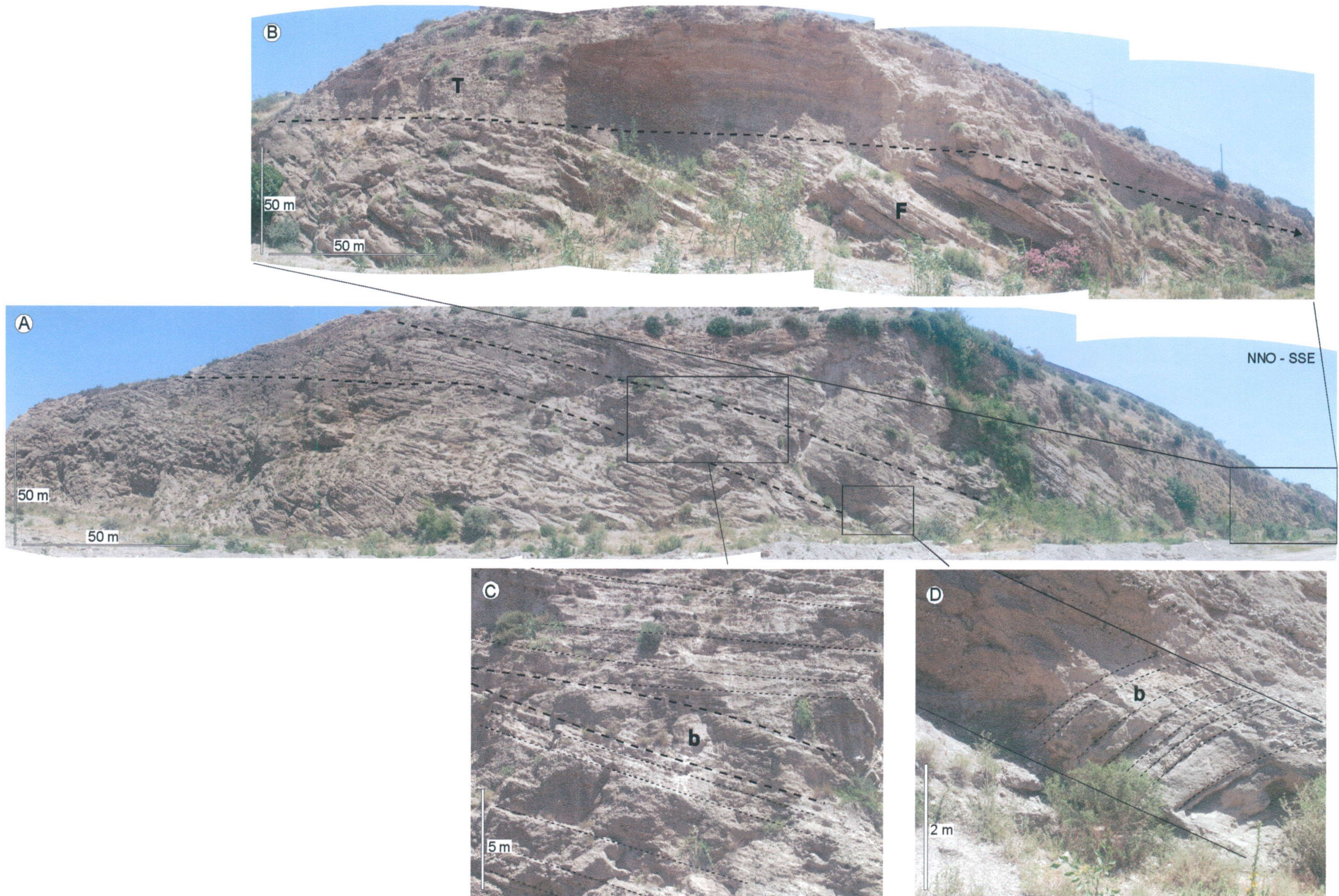


Lámina de fotos VI. 4. A. Fotomosaico obtenido en Puente del Río donde se reconocen algunas superficies de discordancia (líneas discontinuas) que representan el límite entre diferentes lóbulos (T - topset; F - Foreset), B. Último lóbulo deltaico. La trayectoria de la línea que une los *brinkpoints* de las cliniformas es descendente. Este descenso es más acusado si se compara con la foto A donde no llegan a aflorar los depósitos del topset por lo que la posición de los mismos es topográficamente varias decenas de metros más alta que la del último lóbulo deltaico, C. Cuerpo con geometría de huso aumentando su potencia hacia la parte baja del foreset y con estratificación cruzada buzando contrapendiente (backset - b), D. Parte inferior del cuerpo de la foto C (b - backset) en el que la estratificación cruzada presenta alto buzamiento contra la pendiente del foreset. (En todas las fotos el mar se encuentra a la derecha).

7.2. DELTA DE ALHAMA DE ALMERÍA

7.2.1. ANTECEDENTES E INTRODUCCIÓN AL AFLORAMIENTO ESTUDIADO

Desde el punto de vista regional, el afloramiento deltaico de Alhama de Almería se sitúa entre la Cuenca de Tabernas, cuyos ejes paleogeográficos se orientan de este a oeste, y el corredor del Andarax cuya orientación sigue una dirección noroeste a sureste. La diferenciación artificial que se ha hecho entre ambas cuencas con el fin de acotar su análisis ha motivado la escasez de estudios en esta *tierra de nadie*.

Los estudios de índole sedimentológica más cercanos, tanto espacial como temporalmente, a los depósitos aquí estudiados son los realizados por Postma (1984a y b) sobre la dinámica y procesos sedimentarios del delta de la Abrijoja. Este delta se desarrolla durante el Plioceno inferior y medio a lo largo del corredor del Andarax. En su progradación, este delta ocupa la parte más oriental del corredor, en el borde de Sierra Alhamilla.

El grupo del IGAL hace un estudio regional desde el punto de vista tectonoestratigráfico del Corredor de Andarax donde se establece la compleja estructuración de su basamento y las principales directrices estructurales (Montenat *et al.*, 1990).

Pascual (1997) sí recoge en su tesis sobre la Cuenca Neógena de Tabernas los afloramientos aquí estudiados de Alhama de Almería y los incluye dentro de la Séptima secuencia deposicional (SD-7), a la que da una edad de Plioceno inferior, parte alta. En el presente trabajo se utilizará la división estratigráfica de Pascual (1997) para las referencias a unidades estratigráficas con extensión cuencal.

Aguirre (1995) se centra en el estudio tafonómico y en la evolución sedimentaria de los depósitos de edad Plioceno situados más al sur, en Torre Cárdenas.

La situación del afloramiento estudiado al sur de la localidad de Alhama de Almería, y la ausencia de una denominación de este sistema deltaico nos hace bautizarlo informalmente con el nombre de Delta de Alhama de Almería (Fig. 122). Este delta se encuentra en el borde occidental del corredor de Andarax, en el borde opuesto al que ocupa el delta de la Abrijoja estudiado por Postma, al pie de la Sierra de Gádor.

El afloramiento principal de este cuerpo deltaico de pequeñas dimensiones se extiende aproximadamente 3 km. El depósito de los sedimentos continentales más recientes (Fm. Gádor, principalmente) sobre los depósitos deltaicos reducen su exposición a las ramblas, donde los cursos de agua han excavado lo suficiente en los depósitos continentales como para que afloren

los deltaicos. Estos están magníficamente expuestos en las Ramblas de Huéchar, Cuchillos y las Balsas.

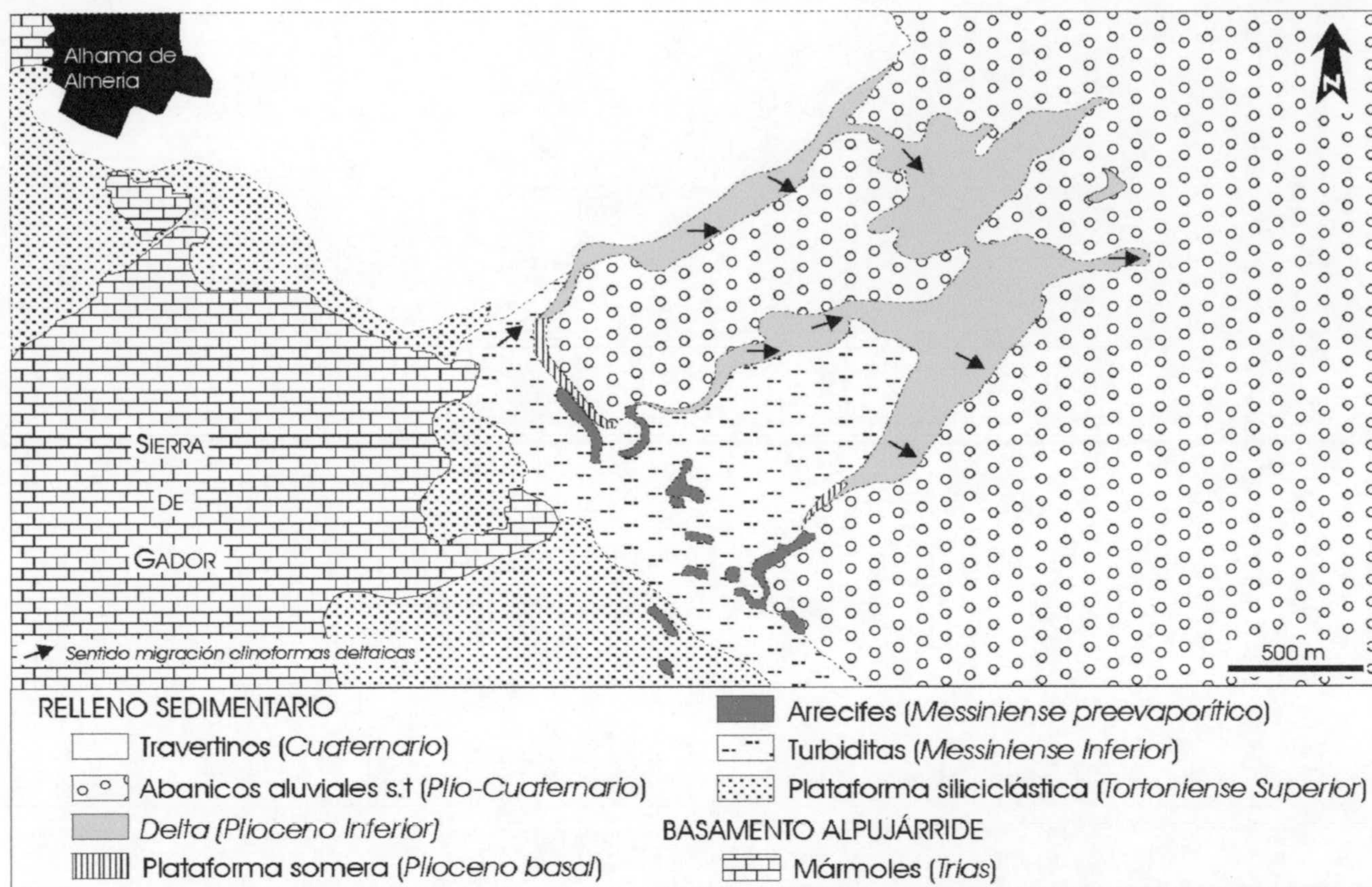


Fig. 122. Mapa geológico del sector suroriental de la Cuenca de Tabernas (nororiental del Corredor del Andarax) donde se sitúan los afloramientos del delta de Alhama de Almería y las principales direcciones de buzamiento de las cliniformas deltaicas (*La morfología alargada según la dirección suroeste-nordeste de los afloramientos se debe a su exposición a lo largo de las tres ramblas citadas en el texto*).

7.2.2. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

7.2.2.1. Esquema estratigráfico del sector

En el área de estudio aparecen cuatro unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades o continuidades correlativas. De abajo a arriba en su posición estratigráfica, aparecen margas y arenas turbidíticas de edad Tortonense superior-Messiniense inferior (SD-3 de Pascual, 1997); bloques de calizas arrecifales preevaporíticas con calcilutitas y calcarenitas de edad Messiniense inferior-superior (SD-4 de Pascual, 1997); areniscas bioclásticas y conglomerados de edad Plioceno inferior (objeto de este estudio), y margocalizas blancas de origen lacustre y conglomerados rojos originados por la dinámica sedimentaria de abanicos aluviales de edad Plioceno superior (Fm. Gádor; SD-8 de Pascual, 1997).

Los primeros depósitos pliocenos del afloramiento estudiado están representados por una secuencia de areniscas bioclásticas alternando con margas limosas en una sucesión estrato y granocreciente que finaliza con conglomerados. Esta sucesión se superpone, en los sectores más cercanos al borde de la cuenca, sobre las calizas arrecifales en forma de bloques de origen olistostrómico (Fig. 123). En sectores algo más desplazados hacia el centro de la cuenca, se superponen directamente sobre la unidad de margas y arenas messinienses. La superficie que pone en contacto ambas unidades está representada por un nivel milimétrico de areniscas rojas muy compactas con nódulos por procesos de ferruginización. Esta superficie puede representar una discontinuidad en la sedimentación en este borde de la cuenca que comprendería el intervalo de tiempo transcurrido entre los depósitos arrecifales (sus características los hacen correlacionables con la unidad arrecifal de edad Messiniense pre-evaporítico descrita en la Cuenca de Sorbas: Martín *et al.*, 1997) y el primer paquete de areniscas bioclásticas depositado durante la transgresión pliocena. Esta superficie de discontinuidad representa una laguna estratigráfica que abarca al menos la parte alta del Messiniense, durante la cual se está produciendo el depósito de la unidad de yesos en el centro de la cuenca de Sorbas. Esta superficie debió desarrollarse fundamentalmente en condiciones subaéreas cuando el sector quedó emergido debido a la caída del nivel del mar asociada a las Crisis de salinidad messiniense en el Mediterráneo. Sin embargo, no se han encontrado rasgos erosivos de entidad en esta superficie como sería de esperar. La relación geométrica de paralelismo entre los depósitos de las unidades supra e infrayacente a esta superficie hacen que se la catalogue como una paraconformidad.

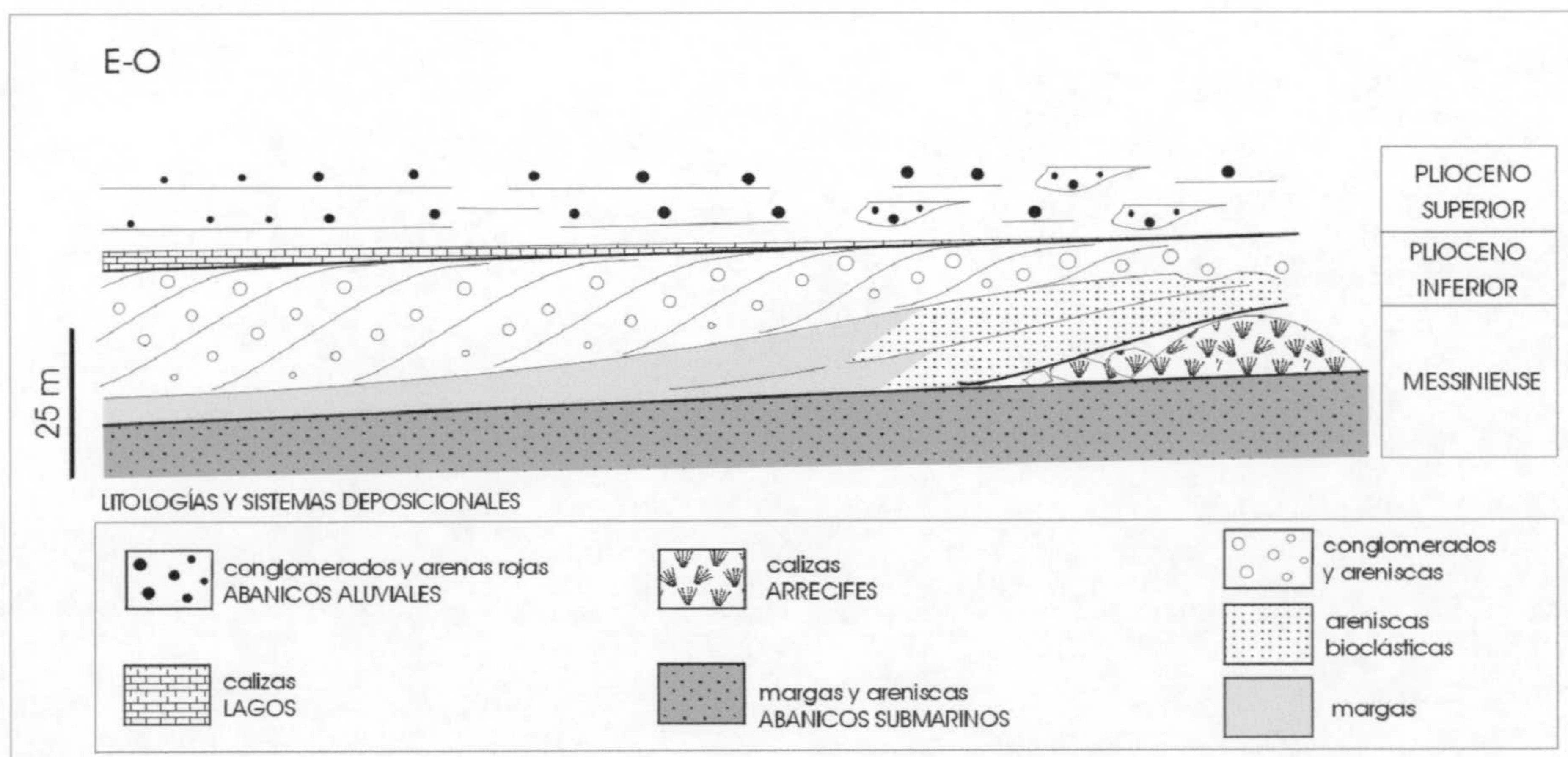


Fig. 123. Esquema estratigráfico del sector estudiado al sur de Alhama de Almería

Las tres unidades estratigráficas superiores se disponen geoméricamente formando un abanico de capas. Los materiales estratigráficamente en posición más baja (areniscas bioclásticas) están basculados hacia el N30°E unos 15°, y las unidades suprayacentes disminuyen progresivamente el ángulo de buzamiento hasta los depósitos de conglomerados rojos más modernos, más altos estratigráficamente, que se encuentran en posición horizontal. El abanico de capas se acuña hacia la Sierra de Gádor, conformando una discordancia angular progresiva que se abre hacia noreste. En la zona apical del abanico, los sectores más proximales de las capas de areniscas bioclásticas más antiguas están erosionadas por los depósitos más modernos.

7.2.2.2. Arquitectura estratigráfica de los depósitos estudiados

Dependiendo de que las clinoformas del delta tengan geometrías sigmoidales u oblicuas va a variar la relación geométrica con la unidad de margas messiniense infrayacente. En el primer caso, donde desarrolla clinoformas sigmoidales, la relación geométrica es de biselamiento basal. Donde la geometría de las clinoformas es oblicua, la relación con la unidad infrayacente es de discordancia angular. Respecto a los materiales suprayacentes a las clinoformas deltaicas, conglomerados rojos en los sectores más cercanos al borde y calizas lacustres hacia el centro de la cuenca, la relación geométrica respecto a los depósitos deltaicos es de biselamiento somital.

La superficie que pone en contacto la unidad de margas messiniense y la unidad deltaica estudiada está ligeramente inclinada hacia el interior de la cuenca, hacia el este, en un ángulo de 4°. Esta inclinación no es homogénea, sino que está alterada por depresiones en forma de cuchara transversal y longitudinalmente con dimensiones decamétricas que van a condicionar la geometría de las clinoformas deltaicas.

7.2.3. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

7.2.3.1. Litología, tamaño y naturaleza de los clastos

La litología de los clastos observados en estos afloramientos son, en orden de mayor a menor abundancia: calizas y dolomías, cuarcitas, esquistos con granates, calcarenitas con algas rojas, calcilutitas de halimedas, calizas arrecifales y limolitas rojas (Fig. 124).

Las calizas y dolomías, a veces brechificadas, tienen índices de esfericidad y redondeamiento medio, superior en aquellas que aparecen en los capas que conforman los topsets del delta. Representan las litologías dominantes en los clastos que aparecen en los sectores más proximales, más occidentales. Son muy escasas o están ausentes en los afloramientos más orientales. Los clastos de esta composición son los que tienen mayor tamaño de todo el afloramiento, llegando a alcanzar tamaños de hasta 30 cm.

Las cuarcitas suelen tener índices de esfericidad y redondeamiento de medio a alto. Son las litologías más extendidas, apareciendo tanto en los sectores occidentales, donde son las dominantes junto con las calizas y dolomías, como en los sectores más orientales, donde dominan en abundancia junto a los esquistos con granates.

Los esquistos con granates tienden a presentarse con morfologías planares y son las litologías dominantes, junto con las cuarcitas, entre los clastos de los sectores orientales del afloramiento.

Las calcarenitas y calcilutitas amarillas de halimedas tienen, a veces, perforaciones debidas a litófagos, lo que evidencia un endurecimiento previo a su resedimentación. Son angulosos y de gran tamaño en los sectores proximales (10-20 cm) que disminuye gradualmente hacia sectores distales.

La diversidad de litologías de los clastos que componen este sistema deltaico evidencia su carácter poligénico. Las calizas y dolomías, que representan la litología de los clastos con madurez textural más pobre, proceden de la erosión de los materiales carbonatados alpujárrides más cercanos emergidos durante la sedimentación deltaica. El área fuente estaría situada en los materiales que conforman las estribaciones más nororientales de la actual Sierra de Gádor. Las calcarenitas proceden de la resedimentación de los depósitos de plataforma de las unidades tortonienses y messinienses infrayacentes, mientras que las calizas arrecifales y calcilutitas proceden de la erosión de la unidad arrecifal messiniense. Las limolitas rojas pueden proceder de la erosión de algunos afloramientos dispersos del Complejo Maláguide que aparecen en la Sierra de Gádor. Los clastos cuarcíticos, que son los que tienen una mayor madurez tanto textural como mineralógica, y los esquistos con granates tienen un origen algo más complejo. La naturaleza de estos clastos, en este contexto geológico, es de origen nevado-filábride, pues los materiales alpujárrides que conforman la Sierra de Gádor, en el sector de estudio, no tienen esas litologías. El problema es que no hay afloramientos de materiales del complejo Nevado-Filábride en Sierra de Gádor y los más cercanos hay que buscarlos al norte, en Sierra Nevada. Otra hipótesis, además de que tuvieran un sistema alimentador que alimentara al delta directamente de los relieves de Sierra Nevada, es que procedieran de la resedimentación de unidades conglomeráticas miocénicas. La unidad Tortoniense superior- Messiniense que aparece estratigráficamente por debajo de los materiales estudiados contiene capas conglomeráticas con clastos de origen nevado-filábride, pues los abanicos submarinos que las trajeron estaban alimentados desde el norte, por los relieves emergidos de Sierra Nevada y Sierra de Filabres. Un estudio comparativo con el análisis de paleocorrientes desarrollado en el siguiente punto esclarecerá algo más el origen de estos clastos.

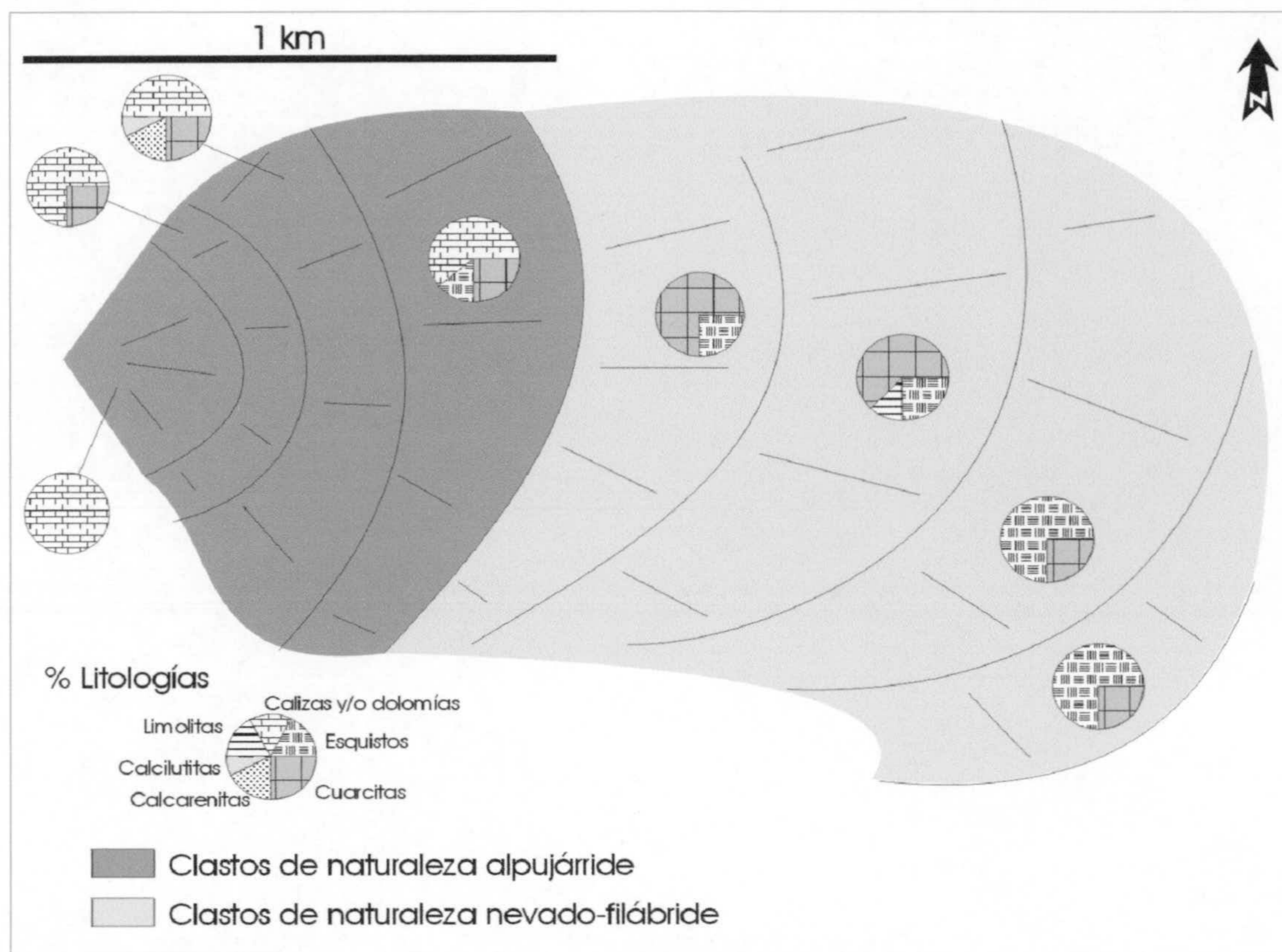


Fig. 124. Distribución de la abundancia relativa de las diferentes litologías que componen los clastos que alimentan el delta de Alhama de Almería.

7.2.3.2. Análisis de paleocorrientes

El sentido de buzamiento de las primeras cliniformas deltaicas, las situadas en posiciones más occidentales es de N30°E. Las cliniformas progresivamente más modernas, situadas en posiciones progresivamente más hacia el este, varían su sentido de buzamiento a N90°E, N110°E, N120°E y, finalmente, para las situadas en posiciones más orientales, a N140°E. Es decir, el sentido de buzamiento de las cliniformas deltaicas forma un arco de 110° en sentido horario, desde orientaciones a nornoreste a sureste (Fig. 125).

Los datos de paleocorrientes han sido aportados por imbricación de clastos en la parte alta y talud de cliniformas, así como estratificaciones cruzadas centimétricas ligadas a la migración de megarripples. Los sentidos de paleocorrientes aportados por los clastos imbricados coinciden con el sentido de buzamiento de las cliniformas deltaicas, respondiendo por tanto a los sentidos de los aportes sedimentarios que varían desde N90°E a N140°E. Los sentidos de migración de los ripples y megarripples marcan, sin embargo, sentidos contrarios, principalmente a N20°O. Este sentido de migración de los cuerpos, observando los sentidos de buzamiento de las cliniformas deltaicas, marcarían migraciones de cuerpos hacia la costa producidos por trenes de olas procedentes del sureste.

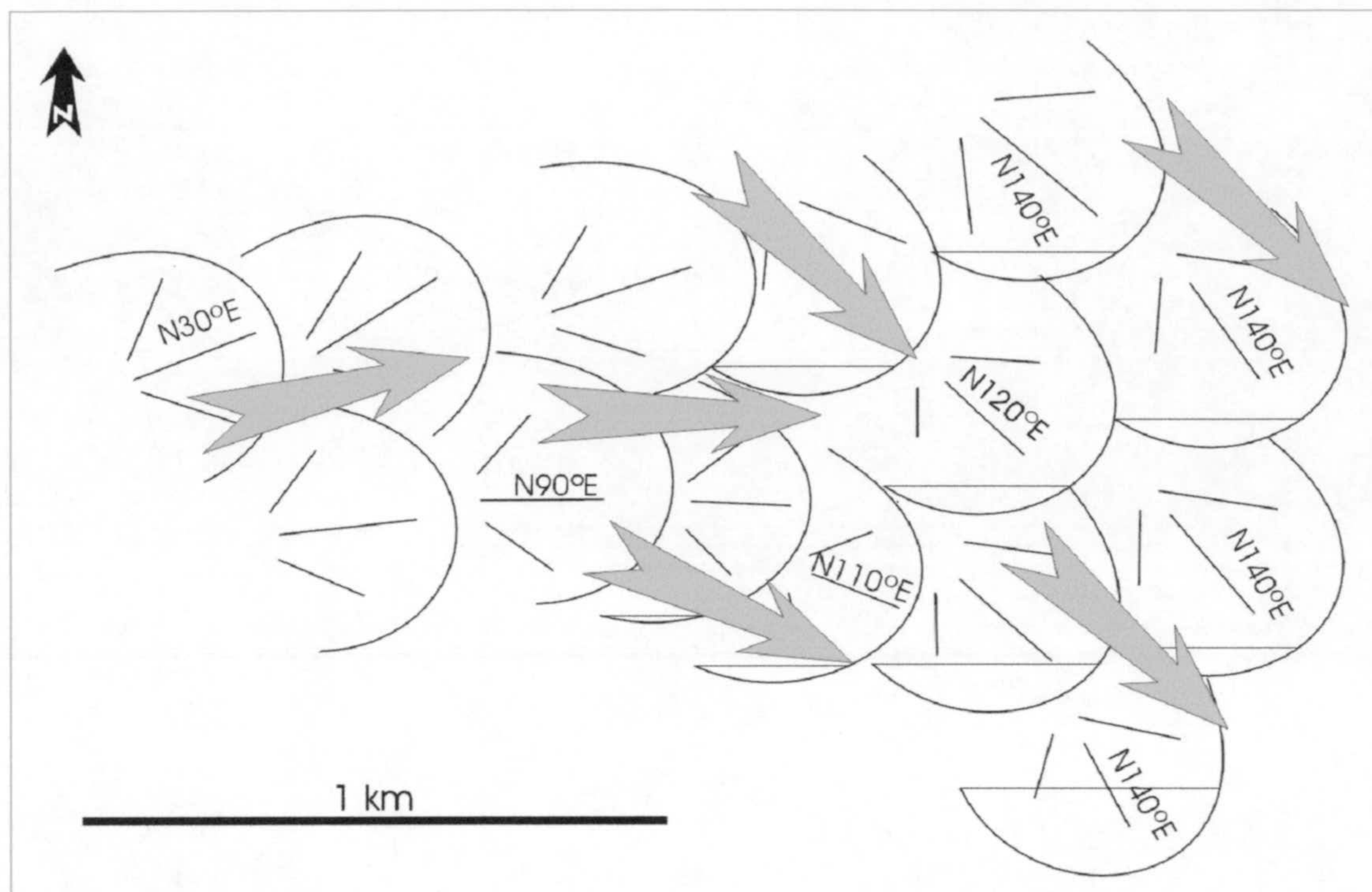


Fig. 125. Distribución de los lóbulos deltaicos que conforman el delta de Alhama de Almería y los diferentes sentidos de migración de los mismos.

7.2.3.3. Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios

Se han reconocido una serie de asociaciones de facies que se distribuyen entre los tres elementos deposicionales clásicos que configuran los deltas tipo Gilbert: *topset*, *foreset* y *bottomset* (Tabla 7). En este delta se ha incluido el subambiente del *toeset* entre el *foreset* y *bottomset* entendido como una zona de transferencia entre ambos con cuerpos lenticulares, buzamiento subhorizontal (5°) y sedimentación de grano más grueso que la propia del *bottomset*.

A: Conglomerado basal

Es una capa tabular con gradación positiva formada por clastos de tamaño pebble (8 cm de tamaño medio y 15 cm de tamaño máximo) con litologías variadas: calizas y dolomías, calcilutitas amarillas de halimedas y perforaciones de litófagos en forma de cantos blandos angulosos (clastos intraformacionales) y grandes lamelibranquios, principalmente, ostreidos. Estos clastos están soportados por matriz microconglomerática a arenisca gruesa. Hacia zonas distales disminuye el tamaño de los clastos, incluidos los ostreidos. Estos materiales son los depósitos marinos deltaicos que se disponen en posiciones más occidentales, por tanto, más proximales. Se depositan directamente sobre las margas miocenas en los afloramientos más occidentales separados por una superficie basal erosiva.

Se interpreta como una capa formada por un evento de alta energía que produce una importante erosión en el área fuente y removilización y resedimentación del fondo de la cuenca. Este evento pudiera estar relacionado a una fuerte tormenta. La gradación positiva estaría relacionada a la pérdida de energía de este evento.

B: Conglomerados con gradación positiva

Aparecen en capas con geometrías tabulares o en forma de cuña abriéndose hacia el mar. Cubren parte del topset y la parte alta del foreset conformando la parte superior de los sigmoides deltaicos. Están formadas por clastos de tamaño pebble (diámetros de 5 a 10 cm, excepcionalmente de hasta 20 cm) de formas redondeadas y planares tanto imbricados hacia el mar como, sobre todo, hacia tierra. Desarrollan un *layering* planar a la base. Aunque en los 5 cm basales de estas capas se reconoce una difusa gradación negativa, la tendencia general es positiva con dominio de arenas sobre conglomerados en la parte alta de las capas. Algunos clastos exhiben huellas de perforaciones por litófagos o tienen ostreidos o balanus adheridos. Están soportados por los clastos a la base de las capas y por una matriz microconglomerática hacia la parte superior. La base de estos cuerpos es neta con estructuras de carga (*pocket str.*) y estructuras de escape de agua (Fig. 126). Las estructuras de bolsillo se caracterizan por tener gradación positiva desde el lateral hacia el centro y por tener los clastos alargados adaptándose a la forma de esa estructura, paralelos a las paredes de la misma. Intercalan algunos niveles de acumulación de lamelibranquios.

Se interpretan como la pérdida de energía de flujos de derrubios poco cohesivos. Desarrollan estructuras ligadas a procesos de fluidificación (pilares) y a procesos de licuefacción (estructuras de bolsillo). En estos sedimentos groseros y permeables son más raras estas estructuras de escape de agua que en depósitos de arena donde por primera vez se describen. Sin embargo, Postma (1983) describe abundantes ejemplos en conglomerados también de origen deltaico. Este autor relaciona estas estructuras a una rápida sedimentación de depósitos mal clasificados y, principalmente, ligados a pendientes altas como es el caso que aquí se describe. Muestran signos de retrabajamiento por parte de los agentes de cuenca, las olas, como la segregación morfológica de los clastos propia de playas conglomeráticas.

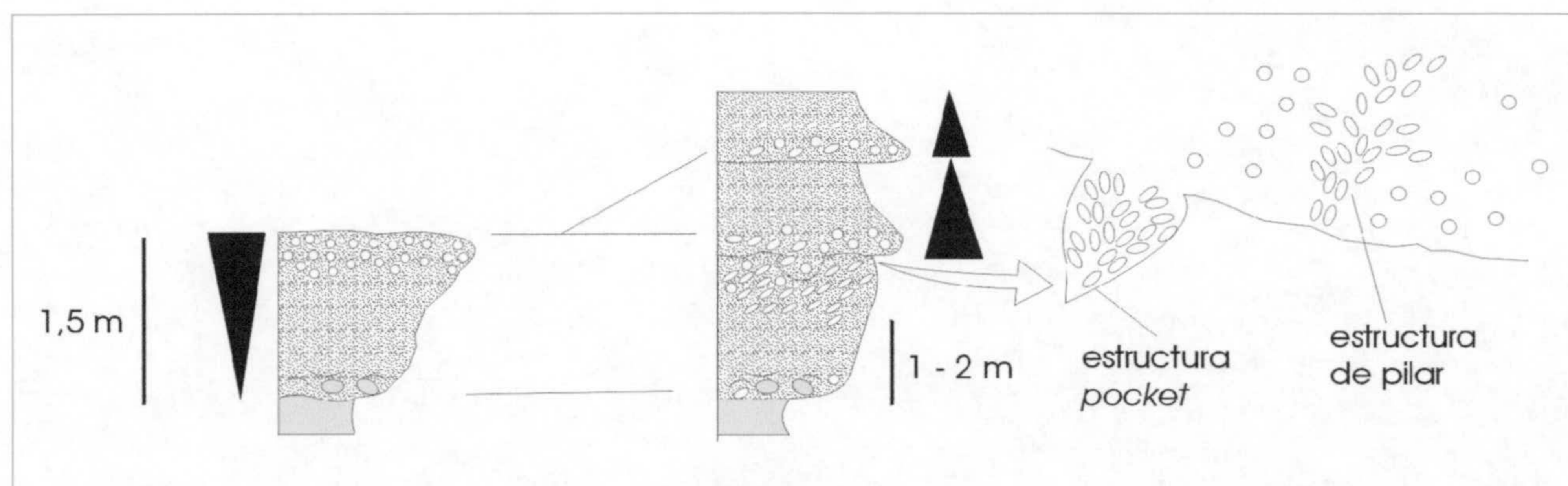


Fig. 126. Esquema de campo en el que se recogen algunas de las características de las asociaciones de facies A y B.

C: Arenas con estratificaciones cruzadas

Están representadas por arenas y microconglomerados con estratificaciones cruzadas en surco o artesa de escala centimétrica a decimétrica tanto inclinadas hacia mar como hacia tierra.

Se han interpretado como megarripples que migran hacia el noroeste fundamentalmente y hacia el sureste en menor medida. Estos megarripples están originados por trenes de olas que conforman corrientes de deriva aproximadamente perpendiculares a la costa y que provocan la migración de estos cuerpos en su deriva hacia la costa y, en menor medida, posterior retirada hacia mar adentro.

D: Areniscas limosas con raíces

Son areniscas medias blanco-amarillentas y grisáceas bien seleccionadas con algún clasto tamaño pebble redondeado aislado. Intercalados aparecen niveles oscuros de escala milimétrica a centimétrica. Se reconocen en estos sedimentos huellas de raíces, cantos negros e incluso restos de hojas. A veces aparecen también nodulizaciones calcáreas.

Se trata de subambientes de bahía interdistributaria subaérea o encharcada con desarrollo de vegetación y suelos de tipo hidromorfos (*swamp facies*).

E: Microconglomerados con gradación positiva

Son las facies más comunes en los foresets de las cliniformas con potencias o espesores reducidos (aproximadamente 20 cm de potencia) y están formadas por microconglomerados y pequeños clastos de tamaño pebble (2-3 cm). Los clastos tienen baja esfericidad y redondeamiento, están proyectados pendiente abajo cuando son alargados y desarrollan gradaciones positivas. A veces, en la parte superior de las cliniformas, estos depósitos desarrollan estratificaciones cruzadas con morfologías sigmoidales de 30 cm de alto que buzan pendiente arriba.

Se han interpretado como el depósito de flujos de granos posteriormente retrabajados por el oleaje en su desplazamiento hacia tierra, que genera megarripples que trepan pendiente arriba sobre el foreset.

F: Cuñas de conglomerados

Son también facies comunes en los foresets, en la parte superior de las clinofomas con mayores espesores (50 a 60 cm). Estas capas tienden a acuñarse pendiente arriba y están formadas por clastos de tamaño pebble (4 a 10 cm) con alta madurez textural (altos índices de esfericidad y redondeamiento), principalmente de litologías cuarcíticas soportadas por matriz limosa. Dominan las gradaciones de negativas a positivas o las fábricas de clastos desorganizados. Abundan los ostreidos, algunos de gran tamaño.

Constituyen el depósito de debris flows poco cohesivos formados por clastos que han permanecido un tiempo en el topset donde han sido retrabajados por el oleaje. La gradación negativa basal puede relacionarse con la cizalla basal del flujo.

Medio sedimentario	Ambiente sedimentario	Asociación de facies	Facies	Descripción	Interpretación
PLATAFORMA SILICICLÁSTICA		Areniscas y limos bioclásticos	C	Alternancia de areniscas y limos con abundante macrofauna: serpúlidos y lamelibranquios	Depósitos de plataforma somera, litoral, de composición siliciclástica y biostromas de serpúlidos
DELTA	TOPSET	Conglomerado basal	Gms	Grandes clastos y ostreidos con base erosiva y gradación positiva	Capa de tormenta
		Arenas con estratificaciones cruzadas	Sr, St, Sp	Arenas con laminaciones onduladas simétricas y estratificaciones cruzadas	Retrabajamiento del fondo por el oleaje que produce migración de ripples y megaripples
		Areniscas limosas con raíces	Fsc	Arenas y limos moteados con raíces, restos de hojas y cantos negros	Depósitos más o menos encharcados de bahía interdistributaria (<i>swamp facies</i>)
		Conglomerados con gradación positiva	Gci	Capas con grandes clastos con perforaciones de litófagos y ostreidos adheridos	Flujos fluidales ligados a etapas de importante aporte sedimentario
	FORESET	Microconglomerados con gradación positiva	Gc, Gp	Capas formadas por microconglomerados con gradaciones positivas	Flujos de granos
		Cuñas de conglomerados	Gms	Cuñas de conglomerados soportados por matriz limosa	Flujos de derrubios de cohesivos a poco cohesivos
		Lóbulos de conglomerados	Gmi	Cuerpos lenticulares de clastos imbricados	Lóbulos congelados a partir de flujos turbidíticos de alta densidad
		Lentes bicóncavas de conglomerados	Gc	Cuerpos con geometrías irregulares adaptadas al fondo	Depósitos de interlóbulo
		Conglomerados y arenas desorganizadas	Gms, Sm	Capas de 1 a 2 m de espesor, de base erosiva y sin organización interna	Capas originadas por <i>slumping</i> desde la parte superior de las cliniformas
	TOESET	Lentes cóncavas de conglomerados	Gc	Cuerpos canaliformes y amalgamados de conglomerados	Canales de transferencia de flujos energéticos hacia sectores distales
		Conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente	Gp	Cuerpos de conglomerados de gran tamaño con estratos cruzados buzando en contra de las cliniformas	Backsets
	BOTTOMSET	Capas de limos y arenas finas	Shl, Fl	Limos y arenas con nódulos rojos; bioturbados y con lamelibranquios y gasterópodos	Depósitos de decantación de las partículas finas en suspensión y lavado de matriz de los foresets y corrientes de turbidez de baja concentración

Tabla 7. Cuadro de asociaciones de facies para los diferentes ambientes sedimentarios del delta de Alhama de Almería.

G: Lóbulos de conglomerados

Estos cuerpos adoptan geometrías lenticulares de muro plano y techo convexo hacia arriba que aparecen en la parte inferior de los foresets. Están formados por clastos de tamaño pebble (3 a 7 cm) soportados por los clastos en la base y por la matriz a techo, y desarrollo de gradaciones positivas. Los clastos, cuando son alargados, están imbricados en el mismo sentido de buzamiento de las clinofomas deltaicas y proyectados formando una difusa estratificación cruzada contrapendiente (Fig. 127). La base de estos cuerpos es neta con algunas estructuras de carga de tipo *pocket str.* La parte inferior de estos cuerpos presenta una gradación inversa. A techo de estos cuerpos pueden aparecer niveles de ostreidos y adheridos a algunos cantos hay balanus.

Se han interpretado como lóbulos formados por corrientes de turbidez de alta densidad a partir de sedimentos que se han desestabilizado pendiente abajo desde la parte superior de las clinofomas deltaicas, de ahí que aparezcan ostreidos y balanus. Estos flujos se han congelado al reducirse el ángulo de la pendiente hacia la parte inferior de las clinofomas, de ahí que desarrollen una gradación negativa por la cizalla basal. La turbulencia y la cizalla basal puede generar la proyección de los clastos planares y backsets y de los ostreidos hacia la parte alta de los flujos.

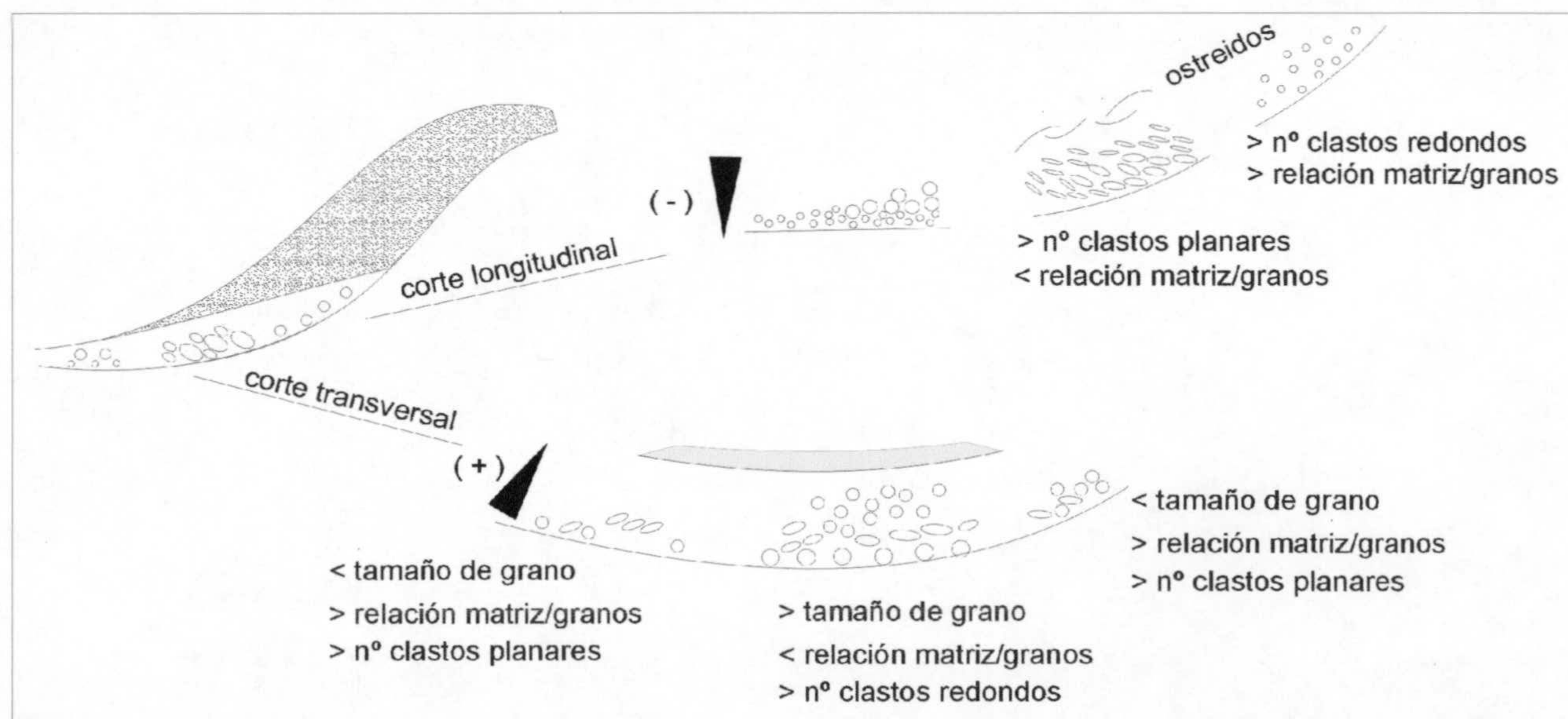


Fig. 127. Esquema de campo en el que se observa la evolución de las facies I en un corte longitudinal y transversal.

H: Lentas biconcavas de conglomerados

El espesor de estos cuerpos es de medio metro y exhiben muro y techo cóncavos hacia arriba (*tongue-like layers*). Están constituidos por clastos planares de tamaño pebbles (5 cm) que evolucionan hacia arriba a microconglomerados desarrollando gradaciones positivas (Fig. 128). Estos cuerpos se acuñan pendiente arriba desarrollando longitudes no superiores a 5 ó 6 metros. Entre los clastos hay muy poco matriz, de manera que suelen estar soportados por clastos y sólo excepcionalmente por la matriz. Aparecen en las partes distales o inferiores de los foresets.

Su depósito se ha interpretado como la sedimentación de interlóbulo que rellena el espacio entre los lóbulos conglomeráticos cuya descripción corresponde a la asociación de facies H. Este relleno se hace a partir de flujos turbulentos debidos a corrientes de turbidez de alta densidad que genera las gradaciones positivas.

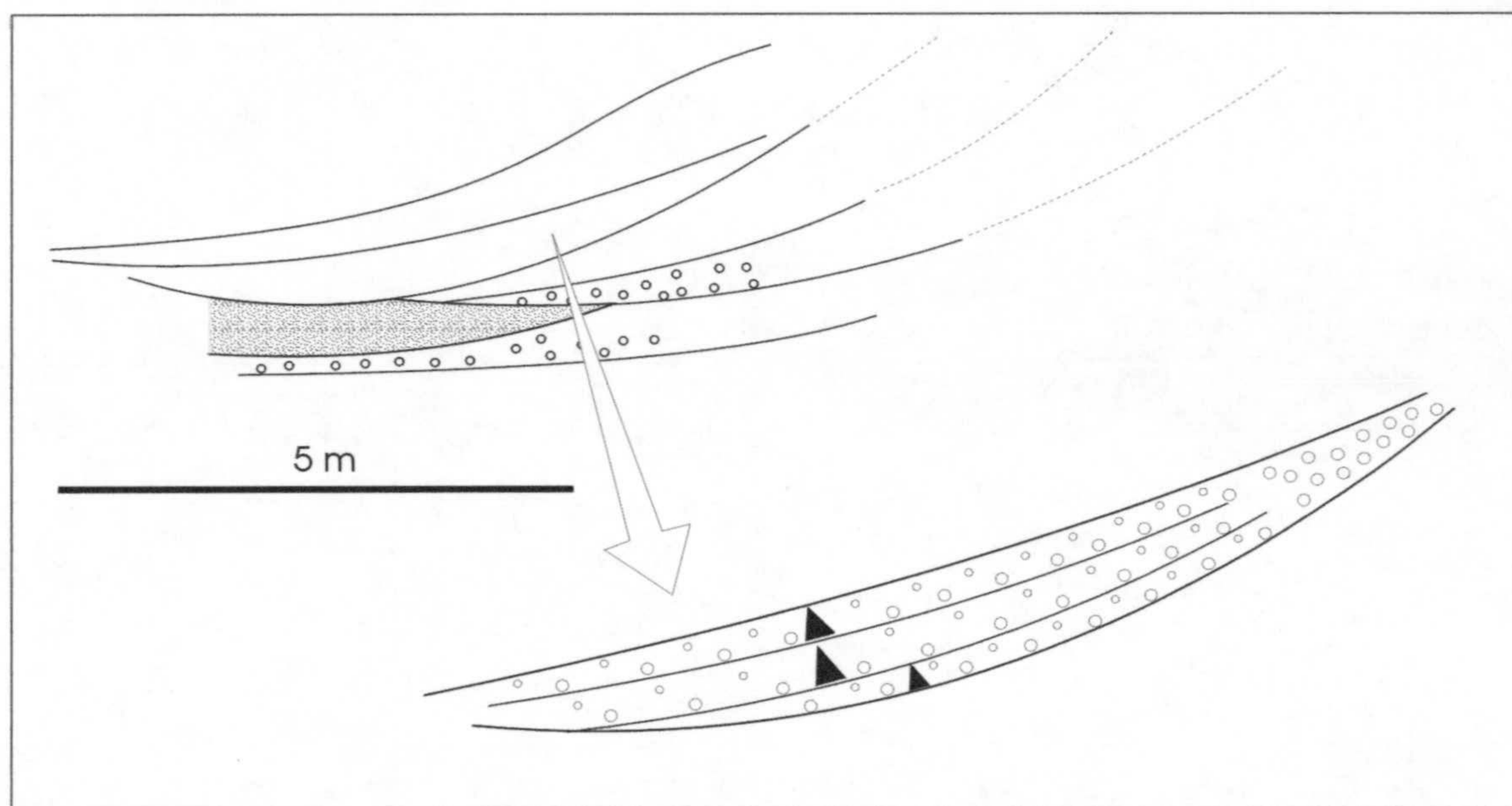


Fig. 128. Esquema de campo en el que se recoge la geometría cóncava hacia arriba de los cuerpos con facies J y su organización en microsecuencias con gradación normal.

I: Conglomerados y arenas desorganizadas

Son capas tabulares relativamente potentes (1 a 2 m de espesor) formadas por conglomerados y arenas desorganizadas. Aparecen en la parte baja de las clinofomas deltaicas, hacia donde se horizontalizan, y tienden a acuñarse pendiente arriba. Se dispone discordante con las clinofomas deltaicas infrayacentes desarrollando un dispositivo geométrico de toplap mientras que las clinofomas suprayacentes se disponen sobre ellas en downlap. Estas capas están ligadas a pequeñas superficies erosivas discordantes en la parte alta de las clinofomas deltaicas.

Se han interpretado como capas formadas por la desestabilización de material de la parte alta de las clinoforras deltaicas (*slump*) y frenado donde se reduce la inclinación de la pendiente de las mismas.

J: Lentas cóncavas de conglomerados

La geometría de estos cuerpos es lenticular, con el techo plano o algo cóncavo hacia arriba y muro cóncavo hacia arriba (Fig. 129). Esta geometría se observa en cortes perpendiculares al sentido de migración de los deltas. La profundidad de los surcos disminuye distalmente. Su altura es inferior a 1 m y la anchura está entre 6 y 8 m. Están formados por clastos con tamaño pebble (de 2 a 3 cm y 7 a 8 cm) y microconglomeráticos. Dentro de los cuerpos hay una segregación por la morfología de los clastos, así los planares se sitúan en los laterales, en los extremos, y se imbrican paralelos a las paredes de estos surcos y los redondeados ocupan la parte central de estos cuerpos y su imbricación es paralela al eje central del surco, generalmente hacia el sur. La base está formada por un nivel de limos arenosos, a veces con estructuras de carga por el peso de los conglomerados que hay encima. Estos, los conglomerados, presentan gradaciones positivas. Estos cuerpos se superponen y se disponen adyacentes unos con otros llegando a cortarse entre sí. Están situados en los ambientes de toset.

Se han interpretado surcos erosivos de tipo chute por los que se transfiere el sedimento más grosero que llega a la base del foreset y que se deposita como debris flow muy poco cohesivos en transición a corrientes de turbidez de alta concentración. El sedimento fino que tapiza algunos sugiere periodos de tiempo de poca sedimentación.

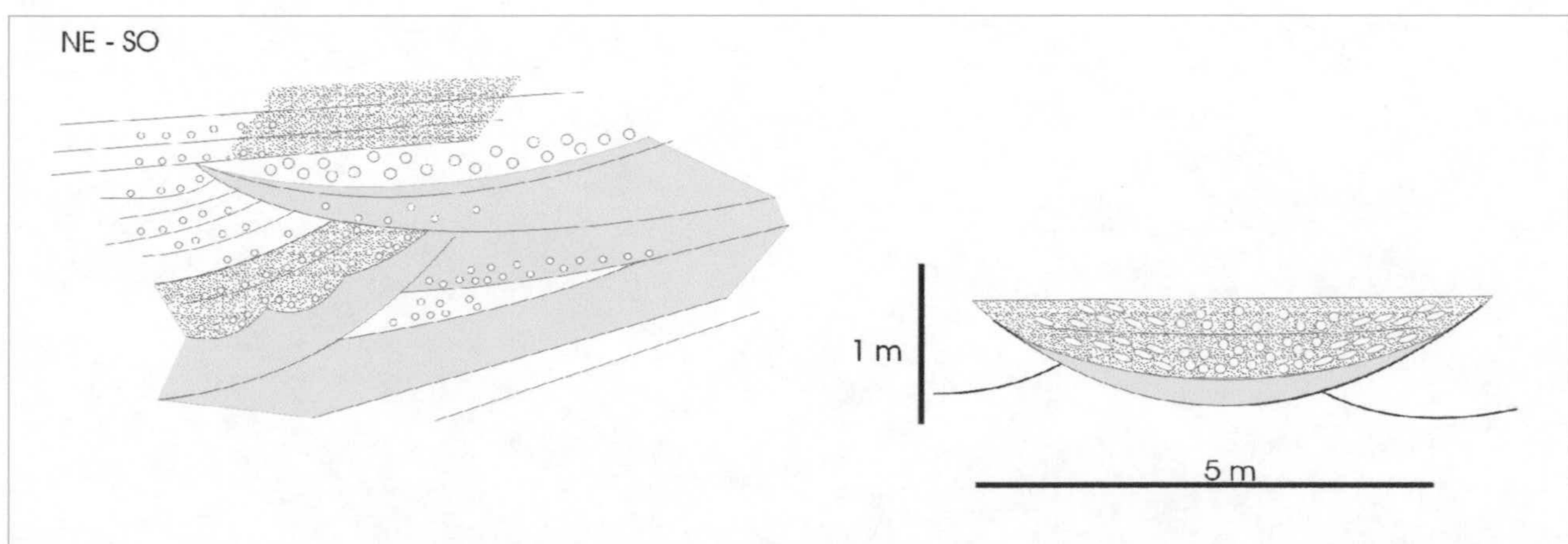


Fig. 129. Esquema de campo en el que se reconocen las geometrías canaliformes de las facies L y la amalgamación entre estos cuerpos.

K: Conglomerados y arenas con estratificación cruzada contrapendiente

Estos cuerpos presentan una organización interna caracterizada por estratificación cruzada con morfología ligeramente sigmoidal buzando en sentido contrario a las clinofformas deltaicas, y espesor entre 0,5 y 1,5 m. Los estratos cruzados tienen espesores entre 20 y 30 cm y están formados por capas con gradación positiva desde clastos tamaño pebble (diámetro medio de 10 cm) a arenas. Estos cuerpos aparecen a lo largo de las capas de los foresets, desde el foreset proximal hasta el distal. El espesor de los cuerpos decrece desde el foreset proximal al distal confiriéndoles una forma de huso. La estratificación cruzada aumenta de buzamiento desde la parte alta (foreset proximal) hasta la parte baja (foreset distal). Los estratos cruzados adoptan geometrías sigmoidales en la parte alta y oblicuas en la parte baja (Fig. 130).

Se interpretan como *backsets* formados a partir de flujos turbulentos que producen erosión en forma de surcos en las capas del foreset y relleno simultáneo de los mismos. Los propios surcos generados por el salto hidráulico que supone la brusca disminución del ángulo de pendiente entre el foreset y toset, son colmatados por el material que es expulsado hacia arriba y hacia la parte trasera del flujo. Massari y Parea (1990) que explicaron el mecanismo que da origen a estas estructuras, aluden a flujos inducidos por mecanismos de tormenta o inundaciones intensificados por la gravedad para explicar la turbulencia de los mismos.

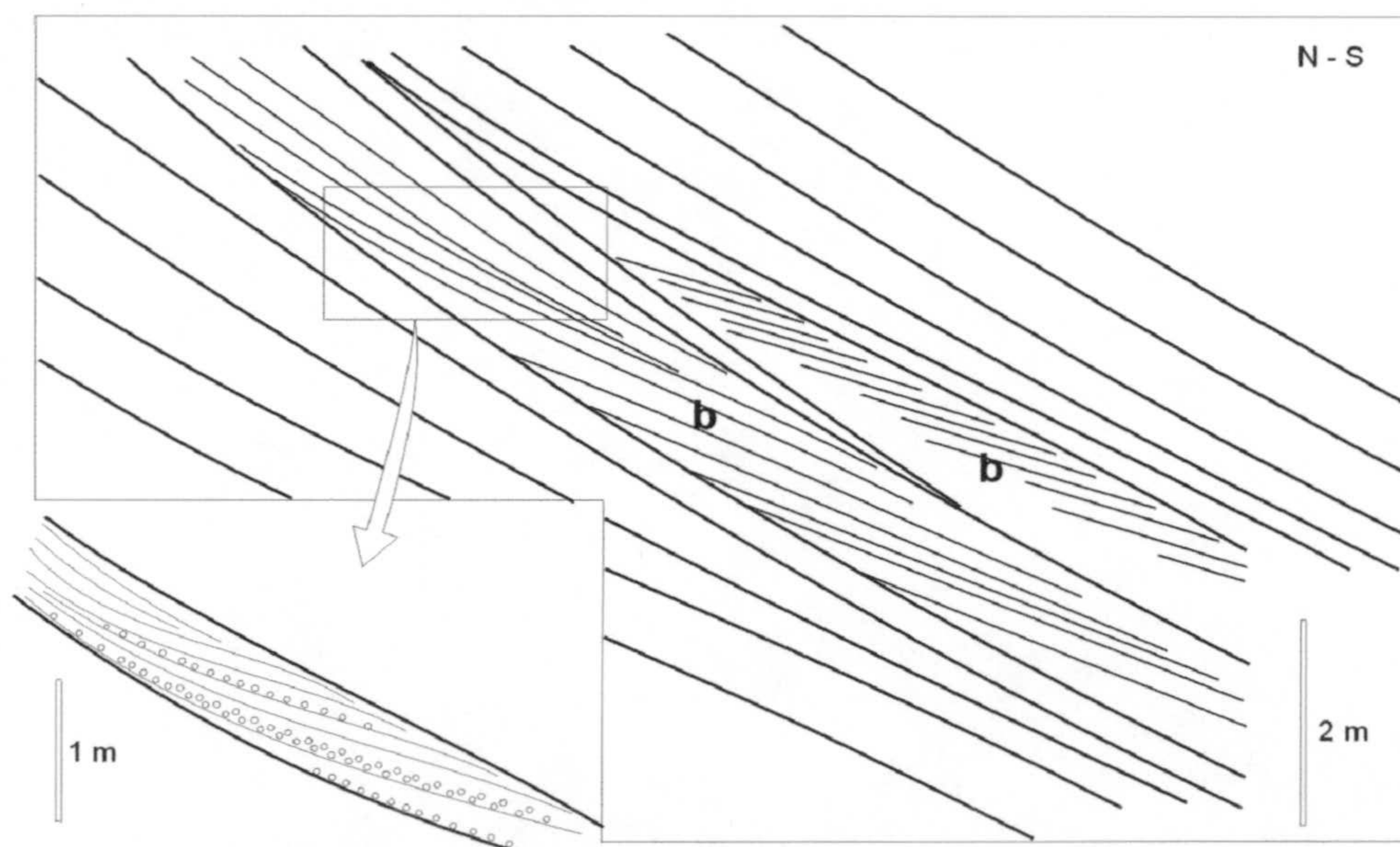


Fig. 130. Dibujo realizado a partir de las fotos 2C y D donde aparecen backsets (b) desarrollados a lo largo de las capas del foreset (el delta migra hacia la derecha). En el dibujo ampliado aparece la terminación del backset en el foreset proximal. Los estratos inclinados, con gradación positiva, adoptan geometrías sigmoidales menos inclinadas hacia la parte alta.

L: Capas de limos y arenas

Estas capas bien estratificadas alternan limos grises y amarillos y arenas finas anaranjadas, masivas, bioturbadas, con niveles de lamelibranquios, fundamentalmente pectínicos, y pequeños gasterópodos (*turritellas*) de concha muy blanca y fina. También aparecen pequeños nódulos rojos de hierro.

La alternancia de arenas y limos se explica a partir de pequeñas corrientes de turbidez de baja densidad (arenas) y depósito de sedimento fino por decantación (limos), sin apenas tracción, a partir de partículas en suspensión originarias de procesos de aventamiento (*winnowing*) de la matriz de capas conglomeráticas proximales según proceso descrito por Postma (1984a).

Ll: Areniscas y limos bioclásticos

Son capas tabulares de 40 cm a 1,5 m formadas por alternancias de arenas bioclásticas y limos arenosos masivos que forman secuencias grano y estratocrecientes. Las areniscas dominan en los sectores proximales y están, a menudo, deformadas por bioturbación y estructuras de escape de agua. Algunos clastos angulosos aparecen dispersos en la parte alta de las capas. La composición litológica de los clastos es la misma que de las arenas: dolomías, cuarzos angulosos y esquistos. Aparece una abundante macrofauna entre la que dominan los tubos de serpúlidos y, en menor medida, pectínidos y ostreidos de concha fina, a menudo rota, y balánidos. Los limos dominan en sectores distales pasando de colores amarillentos a blanquecinos por la disminución del contenido de arenas.

Se interpreta como el depósito de una plataforma litoral con alimentación siliciclástica y precipitación carbonatada inducida por el contenido de fósiles calcáreos que distalmente pasa a ambientes marinos más abiertos. El gran desarrollo de serpúlidos en algunas capas hace que pudieran catalogarse como arrecifes, como biostromas de serpúlidos. Bioconstrucciones de serpúlidos han sido descritos en otros contextos en materiales triásicos alpujárrides de la Cordillera Bética (Braga y López-López, 1989).

7.2.3.4. Análisis secuencial y modelo sedimentario

Las asociaciones de facies descritas (A-Ll) se organizan en la vertical según dos modelos de secuencias de facies que difieren en algunos aspectos (Fig. 131). Uno de los modelos de facies es el que corresponde al sistema deltaico que prograda de este a oeste, al que denominaremos delta transversal. El otro modelo de facies representa al delta que prograda de noroeste a sureste y que denominaremos delta longitudinal. La denominación de delta transversal y longitudinal se explica en el apartado dedicado a la paleogeografía del sector.

Las condiciones de afloramiento permiten seguir la mayoría de las capas desde su posición en los topsets hasta el foreset distal, e incluso, el toeset. Esto ha permitido observar cómo los depósitos descritos en el análisis de facies varían de forma gradual sus características a lo largo de una capa desde posiciones proximales a distales. Esto nos lleva a la conclusión de que los procesos sedimentarios que dan lugar a los depósitos de una misma capa se transforman gradualmente desde posiciones proximales a distales. Las transformaciones de los flujos gravitatorios de sedimento descritas por Lowe (1982) pueden observarse en estos deltas siguiendo una misma capa. Así, los conglomerados con gradación positiva (Facies B) evolucionan hacia la parte más distal del topset a las cuñas de conglomerados con gradación de negativa a normal (Facies F) que constituyen la parte alta de los foresets. Esta evolución puede explicarse como consecuencia del frenado al que el aumento de la lámina de agua somete a flujos que penetran en el mar, aún con las características fluidales con las que son transportados en los canales distributarios en condiciones subaéreas. La resistencia que opone la lámina de agua a esos flujos fluidales produce la gradación negativa de la base y la acumulación de los mayores tamaños de granos en la zona de ruptura entre el topset y el foreset. La fracción más fina, microconglomerados con gradación positiva (Facies E) transportada por esos flujos se deposita sobre el foreset pudiendo ser retrabajada por fuertes olas generando megarripples que migran sobre la parte alta del foreset hacia tierra.

En caso de que los flujos sean lo suficientemente energéticos como para transportar la fracción grosera más allá del punto de ruptura entre el topset y el foreset, bajan por el foreset en forma de flujos de derrubios poco cohesivos que evolucionan pendiente abajo a corrientes de turbidez de alta concentración (Facies G y H). Falk y Dorsey (1998) proponen una rápida transformación de flujos de derrubios poco cohesivos en corrientes de turbidez de alta densidad desde la parte alta a la parte baja del foreset de clinoformas deltaicas de altura inferior a 15 m.

Esta transformación se produce por aumento de la turbulencia como consecuencia de una segregación entre clastos (Facies G) y matriz (Facies H) que disminuye la cohesividad del flujo. Lo primero que se deposita es la fracción grosera (Facies G) mientras que la fracción arenosa (Facies H) lo hace posteriormente adaptándose a la morfología de la zona interlobular entre los lóbulos conglomeráticos. Los ostreidos que aparecen a techo de las capas con facies G como un clasto más del flujo, ponen de manifiesto la procedencia de estos depósitos de la resedimentación de la parte alta del foreset o incluso del topset.

Algunas clinoformas, generalmente con geometrías oblicuas, se generan con pendientes altas dando perfiles poco estables que pueden inestabilizarse pendiente abajo y acumular sedimento grosero en el foreset distal o toeset (Facies I). El inicio de estos slumps puede estar en la rápida

acumulación de sedimento en la parte alta del foreset (las clinoformas oblicuas se generan como consecuencia de la alta velocidad de aportes en relación con las que reciben las clinoformas sigmoidales). La rápida concentración de sedimento produce un sobrepeso pues los agentes de cuenca no son capaces de redistribuir rápidamente el sedimento lo que puede llevar a colapsos de la parte superior del foreset. Estos colapsos pueden estar también incentivados por la acción de olas de tormentas sobre la parte superior del foreset aunque, como se plantea en el apartado de paleogeografía, no es probable que sea ésta la causa. Las irregularidades que dejan las cicatrices de slump, sobre las que va a desplazarse el flujo que le viene inmediatamente por encima, pueden producir pequeños saltos hidráulicos. Si el flujo es violento, esos saltos pueden generar turbulencia y el relleno de esas cicatrices con estructuras de backsets (Facies K).

Entre el foreset y el bottomset pueden llegar algunos pequeños canales, *gullies* como los describe Prior y Bornhold (1988), que transfieren sedimento hacia las zonas distales. Estos cuerpos con geometría canalizada están rellenos por la fracción grosera del flujo que los generó, o bien por la sedimentación limosa que representa la sedimentación autóctona en los ambientes de toset donde aparecen (Facies J).

Finalmente, al bottomset, llega la fracción más fina de esos flujos formada por limos y arenas muy finas (Facies L) con bioturbaciones favorecidas por la baja tasa de sedimentación, y con macrofauna de concha fina y delicada protegida de los flujos de sedimento más grosero depositados en los ambientes del topset y foreset.

En las capas de estos sistemas deltaicos dominan fundamentalmente las gradaciones positivas sobre las negativas. Esto lleva a pensar en una preponderancia de los flujos fluidales sobre los flujos cohesivos y, por tanto, de los mecanismos de turbulencia entre los clastos sobre la interacción entre matriz y clastos. Las razones de esto pueden estar en la escasez de fracción fina que ejerza de matriz entre los clastos. Esa fracción fina se acumula en los bottomsets confiriéndoles un patrón agradable a los mismos pero está prácticamente ausente de los depósitos del topset y parte alta del foreset. Los agentes de cuenca, como las corrientes de deriva litoral y la acción directa del oleaje, debieron influir en la redistribución de la fracción fina y redeposición en ambientes marinos más profundos (bottomset) tal y como ocurre en los sistemas de playa.

Como ya se ha comentado, la geometría de las clinoformas suele estar íntimamente relacionada con las facies de los depósitos que las construyen. Las geometrías oblicuas contienen en el topset depósitos groseros que se relacionan con flujos de alta energía que producen la erosión y redeposición de los sedimentos del topset infrayacente. El espacio de acomodación en el topset no es suficiente para la alta tasa de aportes sedimentarios que reciben. Esta dinámica

genera la discordancia erosiva que separa los topsets y foresets de las cliniformas con estas geometrías. Los slumps también son más abundantes en cliniformas oblicuas que en sigmoidales.

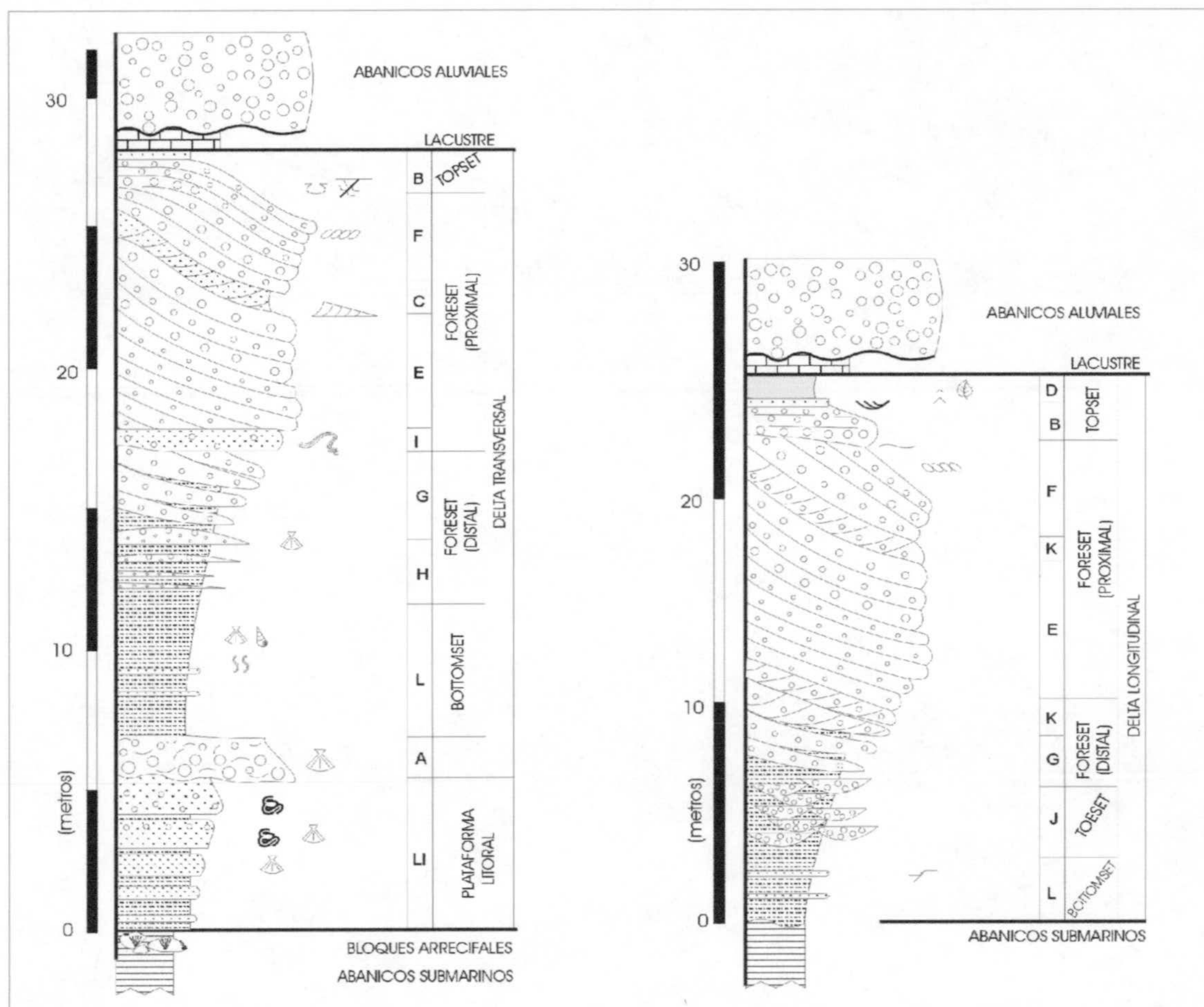


Fig. 131. Columnas que representan la secuencia de facies del delta transversal adosado a Sierra de Gádor (columna izquierda) y al delta longitudinal (columna derecha).

7.2.3.4.1. Análisis geométrico de las cliniformas

Las geometrías de las cliniformas deltaicas evolucionan desde sigmoidales para las más antiguas, a oblicuas para las más modernas, pasando por geometrías oblicuo-tangenciales (tabla 8). Las oblicuas presentan una relación angular entre el topset y el foreset (Foto 2B), no desarrollan bottomsets. En general, las cliniformas presentan pendientes superiores (25 a 35°) a las sigmoidales ($< 30^\circ$), las cuales presentan relaciones altura/longitud de 15 por 25. En el primer caso, la relación geométrica con los materiales infrayacentes, margas messinienses, es de biselamiento basal para evolucionar, en el caso de las cliniformas con geometrías oblicuas, a relaciones de tipo *offlap*. Respecto a los materiales suprayacentes a las cliniformas deltaicas, conglomerados rojos en los sectores más cercanos al borde y calizas lacustres hacia el centro de la cuenca, la relación geométrica es de biselamiento somital.

Geometrías	Sigmoidales	Oblicuo-tangenciales	Oblicuas
Altura	20-25 m	20-25 m	< 20 m
Curva de los <i>brink points</i>	Horizontal	Ascendente	?
Evolución arquitectural	Progradación	Progradación + agradación	Alta progradación
Foreset/bottomset		Desarrollo de bottomsets	No bottomsets
Sentido de buzamiento	SE	E	E
Aporte sedimentario	Episódico	Episódico	Continuo
Slumps	Algunos	Raros	Algunos

Tabla 8. Cuadro comparativo de las características geométricas y sedimentarias de los tres tipos geométricos de clinofomas que conforman el delta de Alhama de Almería.

La altura de las clinofomas aumenta gradualmente en sentido oeste a este desde alturas de 1 m a 25 m como altura máxima. Sin embargo, a escala local, se producen rupturas en esa progresión con puntos donde se produce un anómalo aumento e inmediata disminución de la altura de las clinofomas (Fig. 132). Esto obedece a que la pendiente del fondo, suavemente inclinada unos 4° hacia el interior de la cuenca, es alterada por depresiones en forma de cuchara transversal y longitudinalmente con dimensiones decamétricas. Estas zonas representan aumentos locales del espacio de acomodación que es rellenado por las clinofomas del delta en su migración. El origen de estas depresiones pudieran ser cicatrices erosivas ligadas a slumps que afectaron a las margas messinienses o a los propios depósitos finos de los bottomset del delta.

La geometría de las clinofomas deltaicas es muy variable y muchas son las causas ligadas a estos cambios. Se ha reconocido, sin embargo, un cierto patrón o tendencia en el cambio de geometría de las clinofomas en algunos tramos de los deltas. El inicio de estos ciclos está representado por clinofomas oblicuas, cóncavas hacia arriba, que aumentan gradual y progresivamente su ángulo de buzamiento en la migración de los deltas hacia el interior de la cuenca (Fig. 133). Cuando la pendiente es demasiado elevada para mantenerse estable, se produce el colapso por inestabilidad de la parte alta del foreset. Este slump se acumula en el foreset distal como un cuerpo con forma de huso, gradación positiva y estratificación cruzada inclinada contrapendiente (*backset*, Facies K) (Fotos 2C y D) que es envuelta por una lámina de sedimento fino. Si la estructura de *backset* generada no colmata la irregularidad creada por el colapso, los depósitos posteriores se frenarían con ese obstáculo generando una estratificación cruzada, en este caso buzando hacia mar pero con un ángulo algo superior al de la clinofoma. Este mecanismo que se ha descrito produce una disminución general de la pendiente de la

clinoforma originalmente demasiado alta para su estabilidad. Sobre esta pendiente rebajada comenzaría otro nuevo ciclo como el descrito en el que las clinoformas lo inician aumentando nuevamente su inclinación.

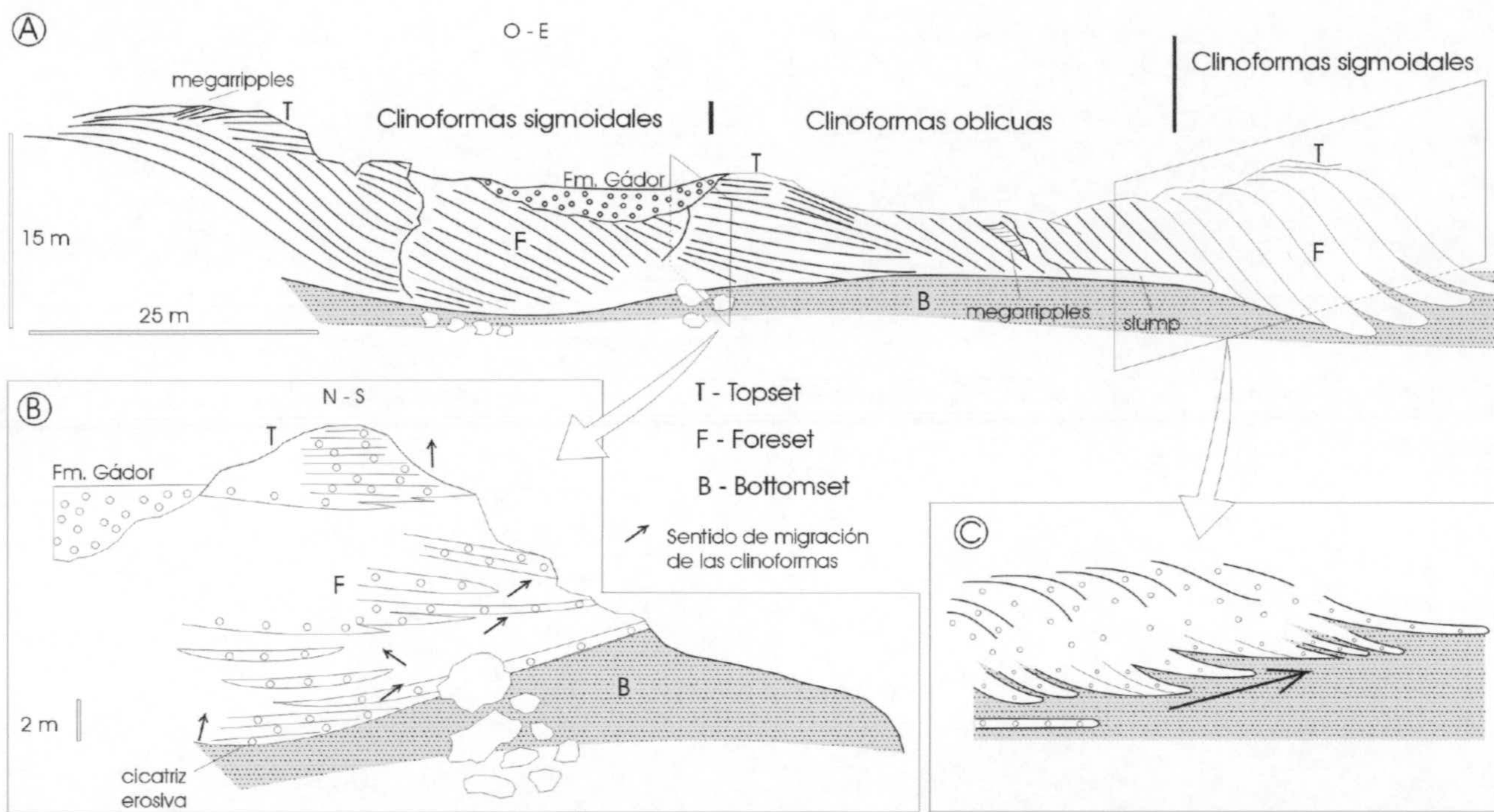


Fig. 132. Esquemas de campo realizados a partir de las fotos 1A-C paralelos a la dirección de migración del delta (a, c) y transversal (b), obtenidos a partir de fotomosaicos, en los que se observan algunos aspectos geométricos de las clinoformas deltaicas descritos en el texto: Desarrollo de zonas de mayor espacio de acomodación (depocentros puntuales sobre cicatrices erosivas con morfologías de cuchara) que son rellenos por clinoformas con geometrías sigmoidales (a, b); desarrollo de slumps en relación con clinoformas de mayor pendiente y geometrías oblicuas (a); movimiento pendular de las avalanchas gravitatorias que alimentan las clinoformas deltaicas (b), y evolución agradante de las clinoformas en determinados sectores (c).

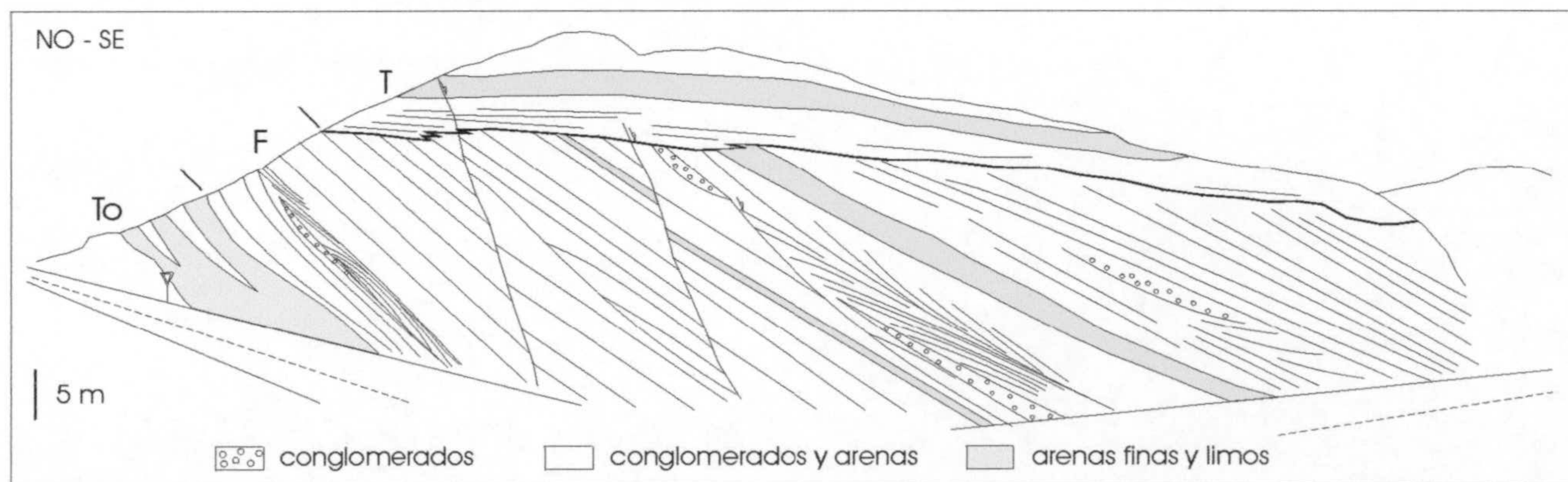


Fig. 133. Esquema de campo obtenido a partir de la fotocomposición 2A realizada sobre un talud de la carretera de Alhama de Almería – Almería. En él puede observarse la geometría oblicua de las clinoformas con el contacto angular y discordante entre las capas subhorizontales del topset (T) e inclinadas del foreset (F). (To – toeset). En el esquema también pueden observarse lentejones de conglomerados en la parte media y baja de los foresets ligados a superficies erosivas cóncavas hacia arriba y que son colmatadas por sedimentos que desarrollan estratificaciones cruzadas contrapendiente.

7.2.4. PALEOGEOGRAFÍA

Las dos direcciones tan diferentes de progradación deltaica, una hacia el ENE y la otra hacia SE, ligado al hecho de que existen importantes diferencias en cuanto a los aportes (litologías de clastos y madurez) para cada una de las dos direcciones de progradación, hace pensar en dos cuerpos deltaicos, con dos áreas fuentes diferentes que distalmente convergen. Otra posibilidad es el cambio en la dirección de progradación de un único sistema deltaico cuyo origen estuviese en el borde de Sierra de Gádor. Esta segunda hipótesis, sin embargo, no explicaría el cambio en la composición litológica y madurez de los clastos. Partiendo de la hipótesis de dos sistemas deltaicos, el primero es perpendicular al eje principal del Corredor del Andarax mientras que el segundo es paralelo al mismo. El primer sistema deltaico, de menores dimensiones, correspondería al sistema transversal con área fuente en Sierra de Gádor. El segundo conformaría el sistema longitudinal del corredor y la cuenca de drenaje estaría instalada en los relieves de Sierra Nevada situados al norte (Fig. 134). La diferenciación entre un sistema longitudinal y otros transversales se agudizó durante la sedimentación continental del Plioceno superior (Fm. Gádor) siendo ésta hereditaria de la paleogeografía creada en el Plioceno inferior marino.

La gran diferencia en cuanto a la madurez, tanto textural como mineralógica, de los clastos que alimentan uno y otro cuerpo deltaico está en relación con la lejanía del área fuente y las propias características del sistema alimentador. La proximidad del delta transversal a los relieves de Sierra de Gádor hace que, al menos en las primeras fases de construcción, el sistema alimentador tenga gran energía y las características de un abanico deltaico. En el caso del delta longitudinal, la lejanía del área fuente, 15 km al norte, y las características ya descritas de los clastos, inducen a pensar en un río como sistema alimentador.

El modelo de dos cuerpos deltaicos explica, además de las dos direcciones de progradación y las dos áreas fuente, otros rasgos sedimentarios. Uno de ellos es la tendencia agradacional de los bottomsets del delta transversal (Fig. 132c). Las últimas clinoformas de este delta disminuyen ligera y progresivamente su altura y, al contrario de lo que cabría pensar, no lo hacen por un descenso de los topsets sino por un ascenso de los bottomset. Esta subida del fondo sobre el que progresa el delta se debe a la importante decantación de partículas finas que eran aportadas, no ya sólo por este delta sino, en mayor medida, por el delta longitudinal que en su progradación estaba cerca de converger con el transversal. La intermitencia en las avalanchas que construyen las clinoformas deltaicas dio lugar a que durante el intervalo de tiempo entre dos clinoformas se decantara la gran cantidad de sedimentación fina aportada por ambos deltas. De ahí que el espacio de acomodación tendiera a disminuir ligeramente y, a la postre, la altura de las

clinoformas del delta transversal. Otro rasgo diferenciador y que potencia la hipótesis de los dos cuerpos deltaicos es la gran diferencia de altura de clinoformas que apenas distan pocas decenas de metros en la horizontal. Donde ambos deltas se aproximan, las clinoformas del delta transversal tienen alturas de 15 m (Fig. 132a -distal-) y las del longitudinal llegan hasta los 30 m (Fig. 133). El delta transversal tiene menor espacio de acomodación que se traduce en clinoformas de menor altura mientras que el longitudinal, que ocupa el eje principal del corredor, donde el espacio de acomodación es mayor desarrolla clinoformas más altas. El salto de altura entre las clinoformas del sistema transversal y el longitudinal en la zona de convergencia de ambos sistemas puede estar ligado a una falla normal que aumenta el espacio de acomodación hacia el oeste. Fallas normales paralelas a los bordes del corredor del Andarax y que bajan los bloques situados hacia el centro del mismo han sido descritas por Montenat *et al.*, (1990).

Aunque las geometrías de las clinoformas del delta transversal es variable, dominan las geometrías sigmoidales con una transición gradual entre topsets y foresets (Fig. 132). Sin embargo, en el delta longitudinal únicamente se han reconocido geometrías oblicuas con contacto erosivo y discordante entre topsets y foresets (Fig. 133). Este rasgo indica una mayor velocidad de sedimentación, más continuidad en el aporte sedimentario del delta longitudinal respecto del transversal. Esta mayor velocidad de sedimentación se explica por la más extensa cuenca de drenaje del delta longitudinal respecto del transversal y, por tanto, mayor volumen de aporte de sedimento.

El delta transversal tiene, en los sectores proximales, muy poca altura, llegando a estar representado por clinoformas de altura inferior a los 5 m. En estos sectores, orlando el borde de Sierra de Gádor hay construcciones de biohermos de coral y halimedas correlacionables con los descritos en el borde sur de la cuenca de Sorbas durante el Messiniense (Martín *et al.*, 1997). Precisamente, el ápice de este delta se encuentra entre dos de estos biohermos. La topografía de estas bioconstrucciones probablemente condicionó los primeros depósitos deltaicos al pasillo entre ambas bioconstrucciones. Ese “pasillo” debió corresponder a uno de los canales por los que el arrecife drenaba los bioclastos hacia el exterior del complejo arrecifal. Esto indicaría que la propia paleogeografía heredera del arrecife pudo haber influido de alguna manera en las etapas más tempranas de sedimentación deltaica.

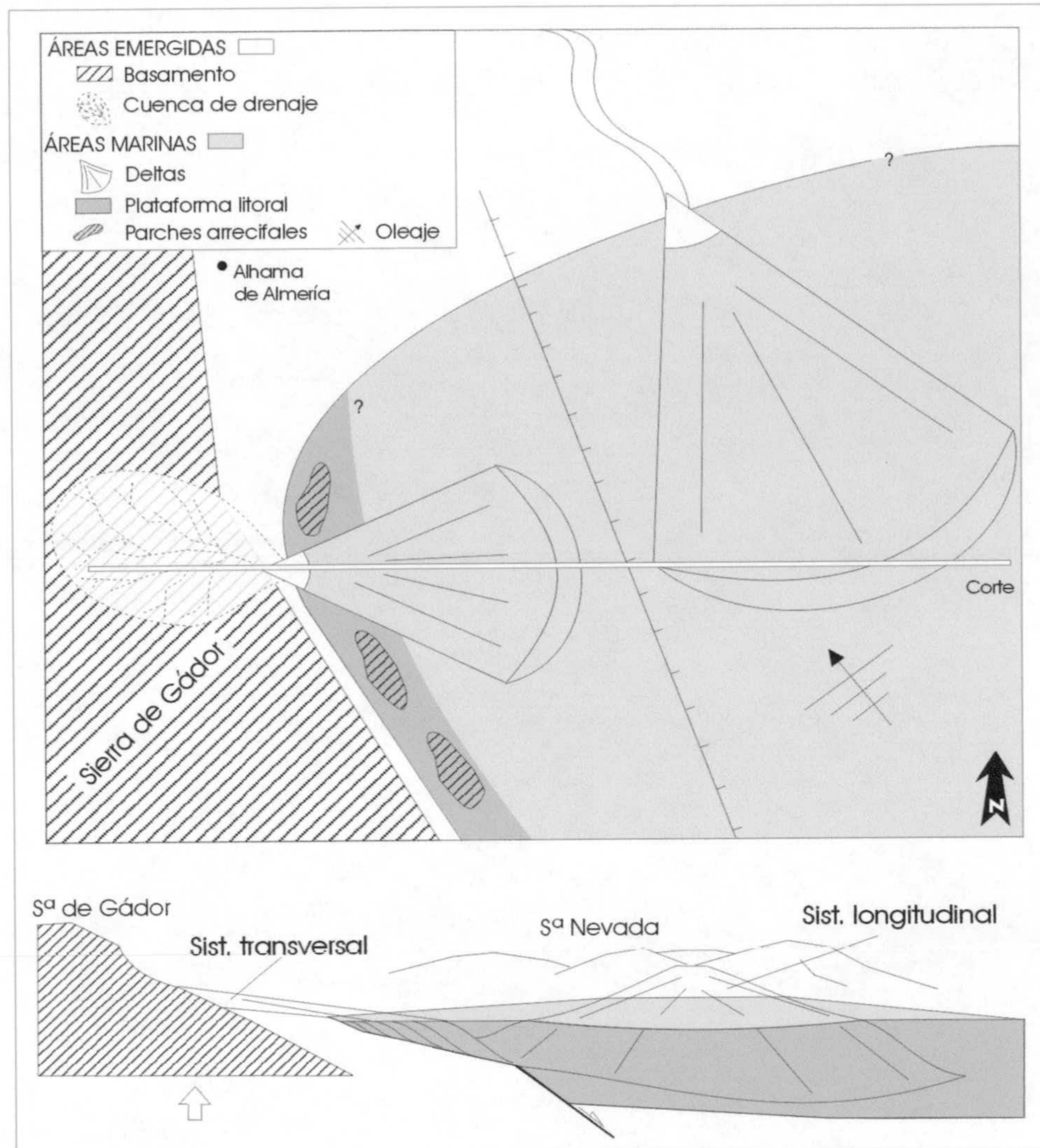


Fig. 134. Mapa y corte paleogeográfico en el que se muestran los dos cuerpos deltaicos, transversal y longitudinal respecto al Corredor de Andarax, que convergen al sur de la localidad de Alhama de Almería.

UNIVERSIDAD DE GRANADA
 30 JUN. 2003
 COMISION DE DOCTORADO

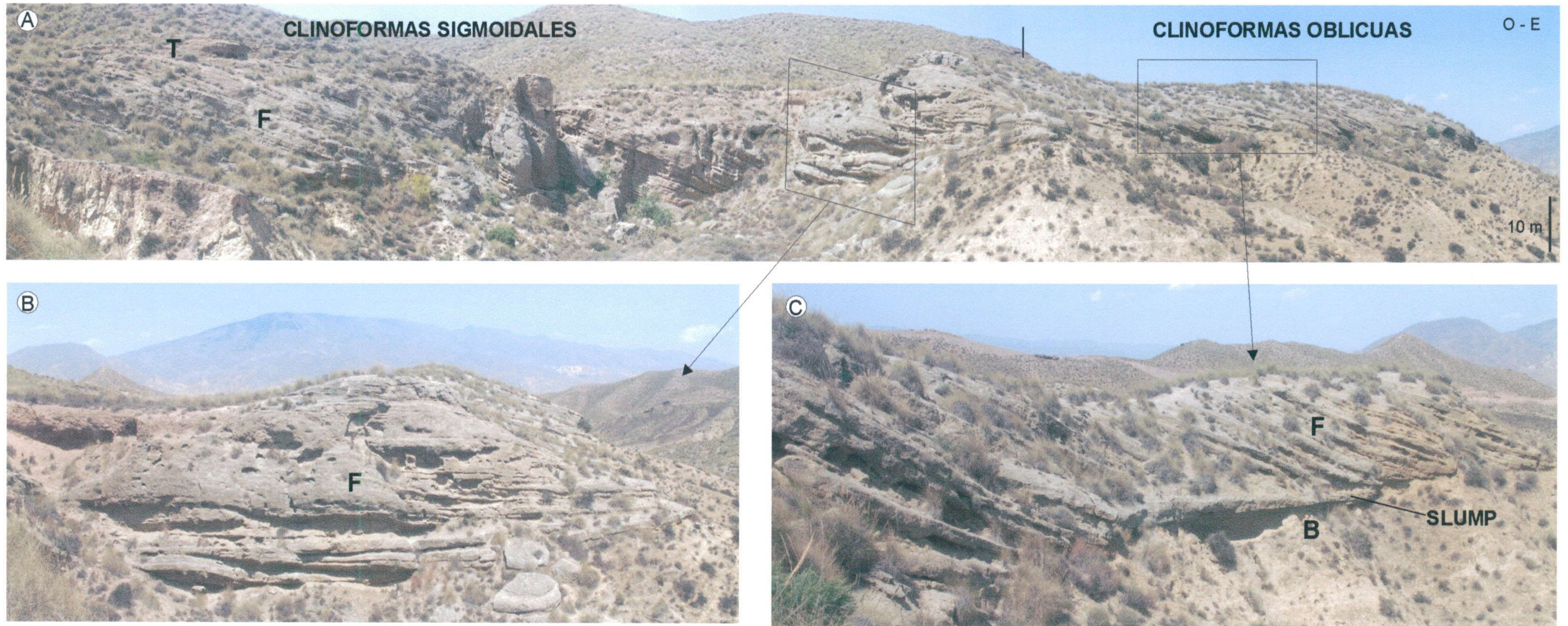


Lámina de foto. VII. 1. A. Panorámica del delta transversal procedente de Sierra de Gádor (a la izquierda) en la que se observa la disminución de altura de las clinoformas y el cambio de geometría desde sigmoidal a oblicua. B. Corte transversal al sentido de progradación del delta. C. Clinoformas oblicuas y capa de slump (T - topset; F - foreset; B - bottomset).

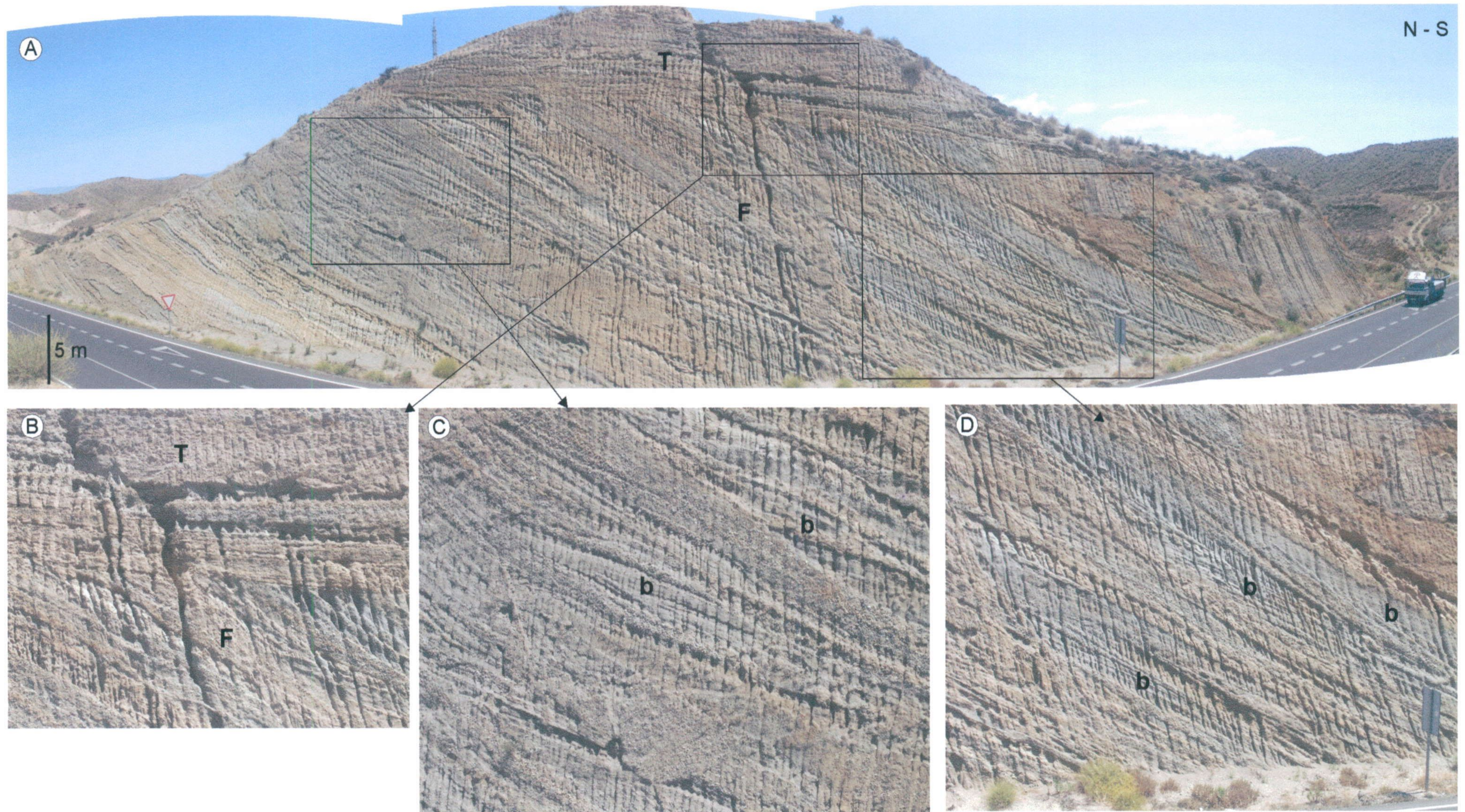


Lámina de fotos. VII. 2. A. Panorámica del delta longitudinal procedente de Sierra Nevada (a la izquierda) en la que se observa la geometría oblicua de las cliniformas. B. Detalle de la relación de discordancia angular entre las capas horizontales del topset (T) y las capas inclinadas del foreset (F). C y D. Estratificaciones cruzadas inclinadas contrapendiente (b: backsets) en el foreset proximal (foto C) y distal (foto D).

8. SÍNTESIS DE LOS DELTAS PLIOCENOS

8. SÍNTESIS DE LOS DELTAS PLIOCENOS

8.1. PALEOGEOGRAFÍA DE LOS SECTORES PRÓXIMOS A SIERRA DE GÁDOR EN EL PLIOCENO INFERIOR

El nexo de unión entre los dos sistemas deltaicos del Plioceno inferior estudiados es que, parcial o totalmente, tienen ambos deltas, Adra y Alhama, instaladas sus cuencas de drenaje en Sierra de Gádor (Fig. 135). En el Plioceno inferior, la cara sur de Sierra de Gádor penetraba directamente en el mar pues el Campo de Dalías permanecía sumergido en ambientes de plataforma (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Al este y oeste de esta sierra penetraban dos lenguas de mar hacia el norte que constituían las bahías de Adra y del corredor del Andarax, respectivamente. La lengua de mar penetró hasta 5 km en la bahía de Adra y, al menos, 20 km en el corredor del Andarax respecto a la posición actual de la línea de costas.

El eje paleogeográfico de ambas lenguas de mar es de sureste a noroeste por lo que están expuestas al oleaje generado por los vientos de levante y protegidas del oleaje de poniente. En la actualidad, son los temporales de poniente los más violentos y, por tanto, son los trenes de olas procedentes del oeste los que erosionan y retribujan más los sedimentos costeros. Durante el Plioceno inferior, la situación debió ser similar. Así, los deltas de Alhama y las primeras fases de construcción del delta de Adra, en ambos casos protegidos de los temporales de poniente, no muestran signos de la acción importante de tormentas. Únicamente la base de los deltas de Alhama (el conglomerado basal con grandes ostreidos y cantos blandos) y algunos slumps en el foreset pueden evidenciar influencia de la acción de tormentas. En cualquier caso, son escasas evidencias de la influencia de importantes temporales si las comparamos con las abundantes cicatrices erosivas de las últimas fases de construcción deltaica de Adra o los abundantes slumps del delta de la Abrioja. En estos casos, estos deltas ocupan posiciones más externas y por tanto menos protegidas de los temporales, fundamentalmente de poniente. En Adra, las acumulaciones de lamelibranquios asociadas a tormentitas y las abundantes cicatrices erosivas en los foresets de los últimos lóbulos deltaicos ponen en evidencia la desprotección ante los temporales de poniente. Postma (1984) alude a los fuertes temporales capaces de generar olas que retribujan la parte alta de los foresets como posibles inductores de los abundantes slumps del delta de la Abrioja. Observando su situación paleogeográfica respecto a los deltas de Alhama se comprueba su mayor exposición a los temporales de poniente. En los deltas de Alhama, aunque hay signos de retribujamiento de sus sedimentos por la acción de las olas, éstas se limitan al topset pues no tienen amplitud suficiente para azotar el foreset de estos deltas. Otro indicio de la capacidad de las corrientes de poniente para redistribuir el sedimento se observa en Adra. Clastos aportados

por el delta en su progradación a sursuroeste se reconocen varios kilómetros al este, en las inmediaciones de Balerna, e imbricados hacia el este (ver figura mapa general Adra).

Los sistemas deltaicos transversales de Adra y Alhama tienen características de pequeños abanicos deltaicos mientras que los sistemas longitudinales están alimentados por sistemas alimentadores fluviales. En Adra el río alimentador es el antecesor de los actuales ríos que confluyen para dar el actual río Adra. En Alhama el río alimentador tiene una orientación paralela al río Andarax a su entrada en el corredor que lleva su nombre pero está desplazado respecto a éste unos kilómetros más al oeste. La cuenca alta del actual río Andarax está situada en el corredor de la Alpujarra. El sistema fluvial que alimentó al delta longitudinal de Alhama en el Plioceno inferior pudo tener su cuenca alta en los relieves de Sierra Nevada situados al norte o bien haber tenido una trayectoria semejante al actual río procedente del corredor de la Alpujarra. En cualquier caso parece claro que los actuales ríos Adra y Andarax son, en parte, herederos de los ríos que alimentaron los sistemas longitudinales de Adra y Alhama, respectivamente.

Para terminar con el análisis paleogeográfico es necesario discutir la relación entre los deltas de Alhama y el delta de la Abrijoja descrito por Postma (1984). Los depósitos del delta de la Abrijoja se encuentran en una alineación noroeste-sureste paralela a las directrices estructurales del corredor de Andarax. Está desplazado hacia el este respecto a los deltas de Alhama. Sus dimensiones son superiores a los deltas de Alhama pues prograda hasta 15 km hacia el sureste y exhibe clinoformas de alturas de hasta 60 m. El delta progradó confinado en un cañon de dirección noroeste-sureste originado por el rifting entre las Sierras de Gádor y Alhamilla. El bloque más profundo de la estructura de graben entre ambas sierras, es decir el eje paleogeográfico del corredor de Andarax estaría ocupado por este sistema deltaico. La sedimentación más reciente (Plio-cuaternaria) del corredor de Andarax cubre los depósitos deltaicos de Alhama y Abrijoja en el sector donde se observaría la relación entre ambos sistemas. Dos posibles hipótesis se pueden barajar para la relación existente entre el sistema longitudinal de Alhama y el delta de la Abrijoja, ambos progradantes hacia el sureste. La primera hipótesis es que el sistema longitudinal de Alhama represente las partes proximales del delta de Abrijoja y hubiera continuidad entre ambos. La segunda hipótesis es que fuesen sistemas independientes con áreas fuentes independientes. En este segundo caso habría que interpretar si el delta de Alhama en su progradación hacia el sureste converge con el delta de Abrijoja o si no se produce tal fusión. Hay paralelismo en la dirección entre ambos deltas y la composición litológica de los clastos es semejante, datos ambos que refuerzan la hipótesis de continuidad entre ambos sistemas. Sin embargo, la gran diferencia de altura entre las clinoformas de uno y otro sistema y, sobre todo, la posición del delta de la Abrijoja ocupando el borde opuesto del corredor de

Andarax abogan la hipótesis dos sistemas independientes. La estructura de graben asimétrico del corredor limitado por las Sierras de Gádor y Alhamilla propuesta por Postma (1984), Montenat *et al.* (1990) y Pascual (1997) puede esclarecer la relación paleogeográfica entre los sistemas deltaicos. El delta de Abrioja ocuparía el eje más subsidente del corredor situado en el borde oriental que es donde se dan las mayores profundidades durante el Plioceno inferior. El borde occidental, menos subsidente y profundo, albergaría los deltas de Alhama. Entre los sistemas de Alhama y Abrioja las mismas fallas normales que estructuran el corredor pudieran representar una barrera que independizara ambos sistemas.

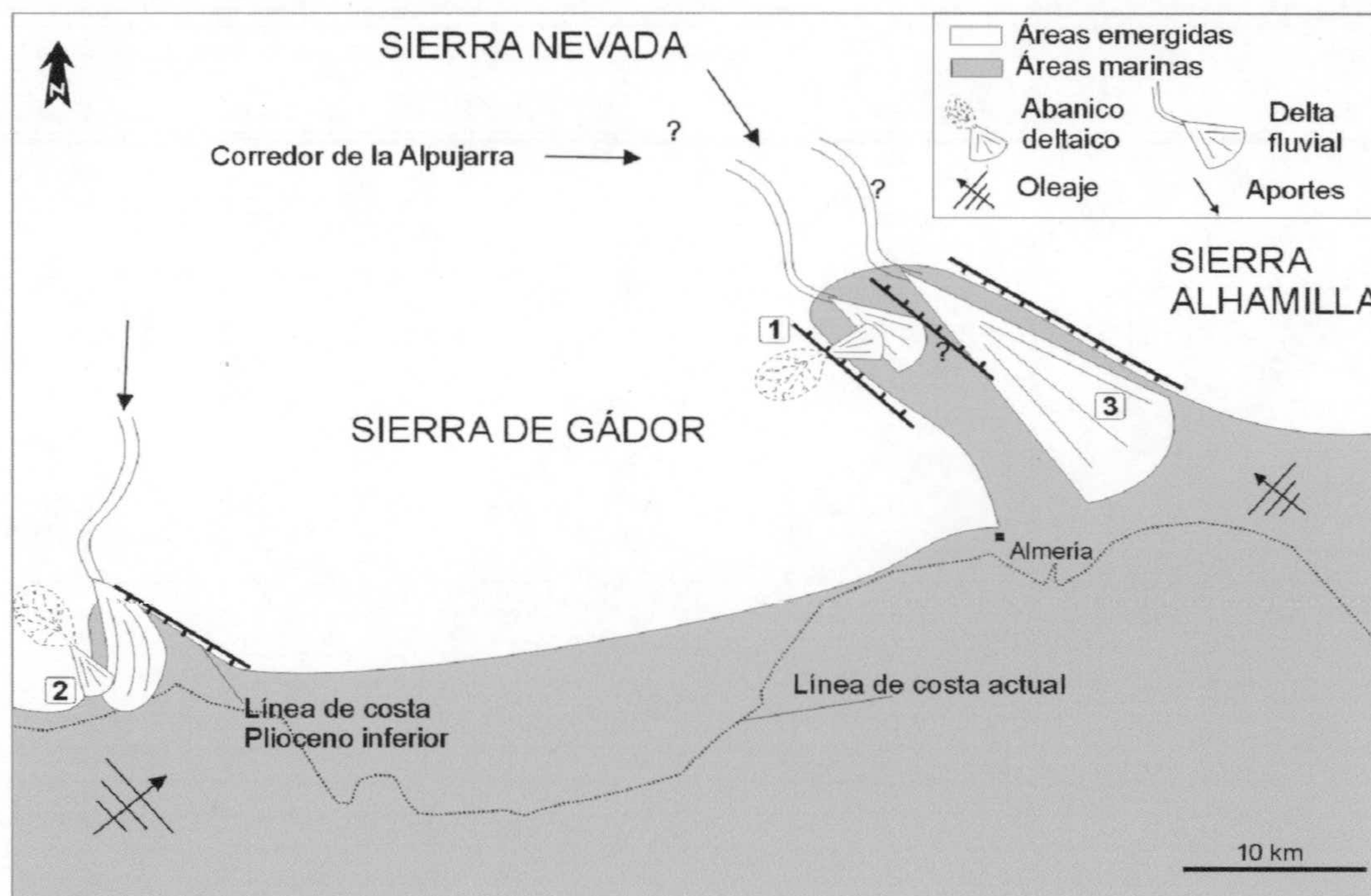


Fig. 135. Mapa paleogeográfico del Plioceno inferior en los sectores próximos a Sierra de Gádor donde se desarrollaron los deltas de Alhama de Almería (1) y Adra (2). También aparece el delta de la Fm. Abrioja (3) estudiado por Postma (1984) y cuya relación con los deltas de Alhama se discute en el texto.

8.2. FACTORES QUE CONTROLARON LA GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE LOS DELTAS

8.2.1. EUSTATISMO

8.2.1.1. Cortejos sedimentarios de Adra y Alhama

Tanto en el sector de Alhama como en el de Adra se reconoce en los depósitos estudiados un ciclo transgresivo-regresivo (Fig. 136). Antes de la transgresión que inicia este ciclo inundando los sectores de Adra y Alhama, ambos sectores se encontraban emergidos. En Adra, los depósitos previos al delta son continentales (brechas rojas interpretadas como conos aluviales) y en Alhama no hay registro sedimentario tras la unidad arrecifal preevaporítica (anterior a la crisis de salinidad Messiniense). A partir de estos datos, se concluye que la discontinuidad con la que

se inicia el ciclo transgresivo-regresivo en el Plioceno inferior de Adra y Alhama es de tipo 1 (según terminología de Van Wagoner *et al.*, 1987).

El cortejo transgresivo (TST: *Transgressive systems tract*) está bien representado en el sector de Alhama por los sistemas de plataforma litoral que transicionan hacia el interior de la cuenca a margas limosas. En la bahía de Adra no hay desarrollo de sistemas de plataforma durante la transgresión como sí aparecen algo más hacia el este en el campo de Dalías. La fisiografía abrupta del litoral en la bahía de Adra hizo que durante la transgresión se desarrollasen acantilados marinos sobre sedimentación continental de abanicos aluviales. En ambos sectores, Adra y Alhama, el máximo transgresivo está representado por biostromas de serpúlidos y ostreidos. En Alhama estos biostromas se incluyen en los depósitos de plataforma litoral mientras que en Adra se instalan sobre altos del basamento.

El cortejo de alto nivel del mar (HST: *Highstand systems tract*) está representado por la progradación de los deltas de Adra y Alhama. En su progradación, los deltas provocan la regresión de la línea de costas al menos 5 km en Adra y otros tantos en Alhama. La regresión de la línea de costas culmina en el sector de Alhama con su definitiva continentalización y la instalación de abanicos aluviales en el Plioceno superior (Fm. Gádor).

En Adra, al contrario que en Alhama, debido a su posición perimediterránea, no se produce la continentalización al final del cortejo de alto nivel. El propio sistema deltaico del Plioceno inferior de Adra en sus últimos lóbulos registra una caída vertical del nivel del mar. En el corte de Puente del Río, los topsets de los dos últimos lóbulos deltaicos (lóbulos 5 y 6 en la figura 107) ocupan posiciones descendentes hacia el mar. La diferencia de altura entre el topset del quinto y sexto lóbulo es de 30 m. Entre los dos últimos lóbulos deltaicos aflorantes en el Plioceno inferior de Adra se produjo un evento de caída del nivel de mar de varias decenas de metros que conllevó una regresión forzada (según terminología usada por Posamentier *et al.*, 1990 y 1992 para diferenciarla de las regresiones normales). Todo esto indica que el cortejo de cuña de bajo nivel del mar (LST: *Lowstand systems tract*) está representado en el sistema deltaico de Adra y, en concreto, por el más moderno de los lóbulos deltaicos del Plioceno inferior. Según la terminología de Ainsworth y Pattison (1994) representaría un cortejo de bajo nivel adosado (*detached lowstand systems tract: LSTd*), pues se encuentra pegado al último de los lóbulos deltaicos que componen el cortejo de alto nivel del mar.

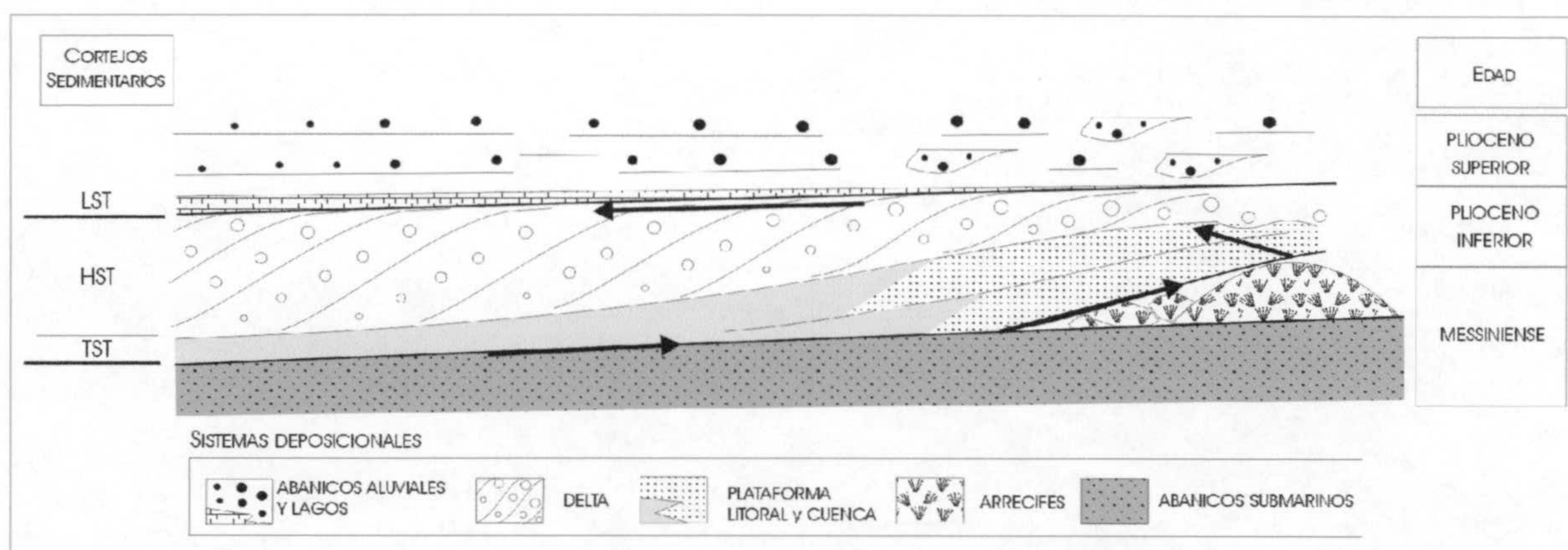


Fig. 136. Asignación de los medios sedimentarios de margen de cuenca del Plioceno del sector de Alhama de Almería a los cortejos sedimentarios. La flecha indica la trayectoria la línea de costas en el ciclo transgresivo-regresivo del Plioceno inferior.

8.2.1.2. Comparación de la curva Exxon con la curva de cambios del nivel del mar local

A continuación se va a comparar la curva de cambios del nivel del mar local elaborada a partir de los datos anteriormente expuestos y la curva Exxon (Haq *et al.*, 1988).

Este ciclo de ascenso y descenso del nivel del mar abarca el Plioceno inferior que en términos absolutos de edad transcurre entre 5,5 y 3,5 m.a. (Cande y Kent, 1992). En este rango de edad se detectan dos ciclos eustáticos de tercer orden en la curva de Haq *et al.*, (1988). El intervalo de tiempo del ciclo de ascenso y descenso del nivel del mar detectado en el Plioceno inferior entra dentro intervalo de tiempo durante el que se depositan las secuencias deposicionales (Mitchum *et al.*, 1977).

El ciclo de ascenso y descenso del nivel del mar registrado en los depósitos estudiados en Adra y Alhama coincide temporalmente con la suma de los ciclos de tercer orden TB 3.4., TB 3.5 y parte inferior del TB3.6 de la curva Exxon, que se inicia hace 5,5 m.a. y finaliza hace 3,5 m.a (Fig. 137).

El cortejo transgresivo descrito se inicia con una transgresión regional, se registra en todas las cuencas perimediterráneas (Vera, Málaga,...), y finaliza con una superficie de máxima inundación, representada por los biostromas de serpúlidos y lamelibranquios. Este cortejo puede ser correlacionado con el cortejo transgresivo del ciclo de tercer orden TB 3.4., caracterizado por un ascenso eustático a escala global.

El cortejo de alto nivel del mar representado por el delta de Alhama y la mayor parte del delta de Adra es correlacionable con el cortejo de alto nivel propuesto por Haq *et al.*, (1988) para el ciclo de tercer orden TB 3.4, caracterizado a escala global por una posición estabilizada del nivel del mar alto. El ciclo eustático de tercer orden TB3.5 es un ciclo de rango temporal muy corto,

entre 4,2 y 3,8 m.a., y, según la curva de Haq, es de pequeña escala. El registro de este ciclo no se ha reconocido en ninguno de los dos sectores estudiados.

El cortejo de bajo nivel del mar del ciclo TB3.6. de la curva Exxon es correlacionable con el último lóbulo deltaico de Adra que se ha interpretado como el cortejo de cuña de bajo nivel del mar (por la posición más interna que ocupa el sector de Alhama, éste ya debió estar continentalizado).

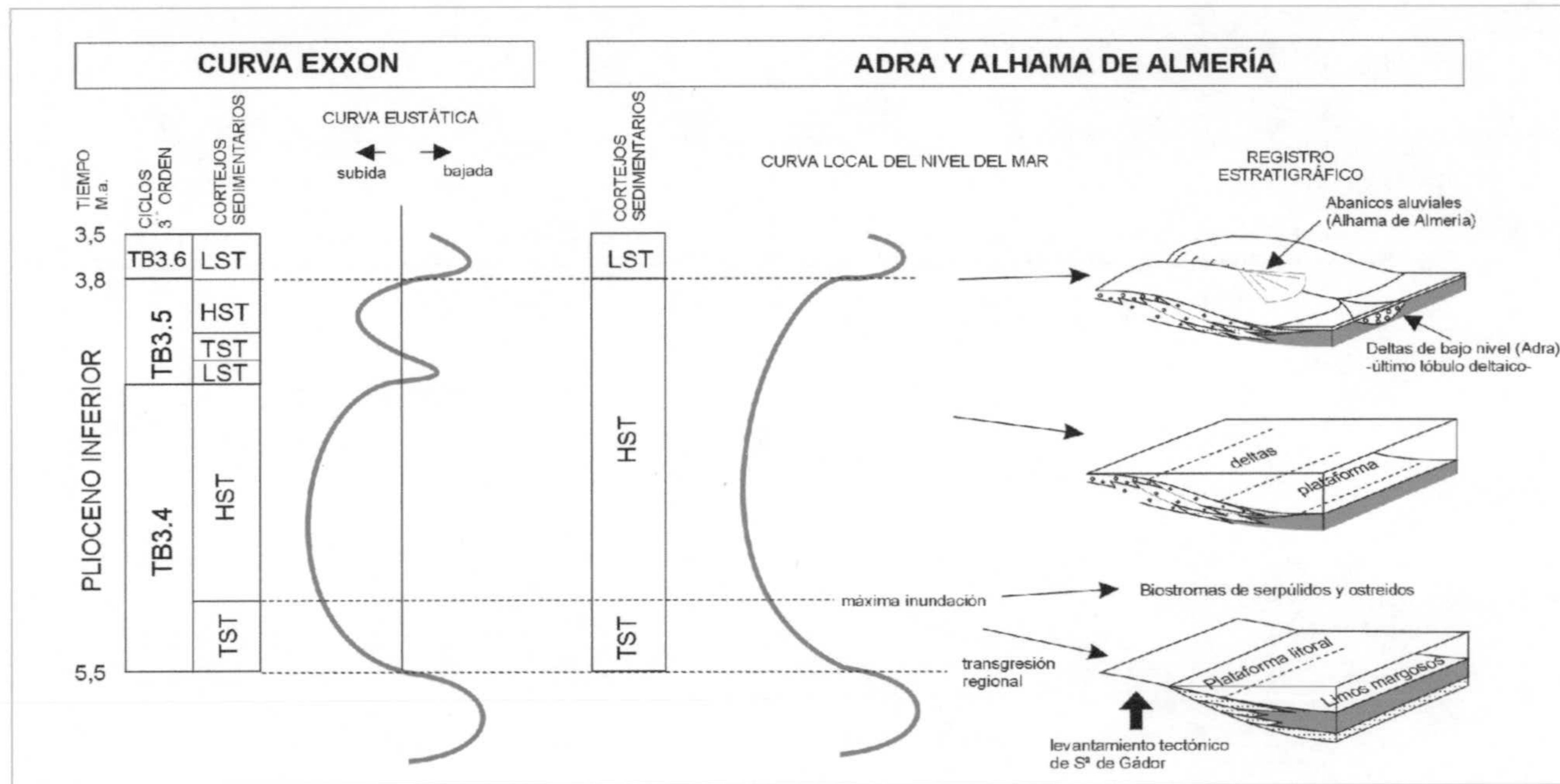


Fig. 137. Gráfico de correlación entre los cambios del nivel del mar global (Curva Exxon) y los cambios del nivel del mar local en el Plioceno inferior de los sectores de Adra y Alhama. A la derecha aparecen los sistemas deposicionales de Adra y Alhama para cada uno de los cortejos sedimentarios.

8.2.2. TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

Los sistemas de plataforma litoral que constituyen en Alhama el cortejo transgresivo no presentan el típico patrón de apilamiento retrogradante sino que, tras un patrón inicial agradante, pasan a progradar sobre las margas limosas situadas en el centro de la cuenca. Las capas que conforman la plataforma litoral forman un abanico de capas que se abre hacia nornordeste, hacia el centro de la cuenca. La capa inferior está basculada 20° hacia NNE y esa inclinación va disminuyendo progresivamente en las capas superiores. En la vertical, la plataforma litoral se va haciendo más siliciclástica hasta pasar desde facies calcareníticas a conglomeráticas en la transición al delta. Esta evolución progradante en un contexto transgresivo y el abanico de capas son claras manifestaciones de una discordancia progresiva sincrónica al levantamiento tectónico del borde de la cuenca. El levantamiento de Sierra de Gádor, donde están adosados estos sistemas de margen parece estar relacionado con el desarrollo de los deltas de Alhama pues,

como se observa en los depósitos de plataforma, hay una tendencia granocreciente simultánea a ese levantamiento.

En Adra, la cartografía de los depósitos de acantilado con grandes bloques brechificados y de playa con megarripples migrando paralelos a la paleocosta hacia noroeste, configuran una alineación noroeste-sureste para el borde oriental de la bahía. Esta alineación puede tener un origen estructural pues limita calizas triásicas y filitas permotriásicas y además los bloques calizos al pie del acantilado están brechificados. Esta dirección coincide con las directrices estructurales del corredor de Andarax. Weijermars *et al.* (1985) proponen que la formación del graben asimétrico que conforma el corredor de Andarax ocurrió en el Plioceno inferior por fallas de salto en dirección sinistrorsas con alineaciones noroeste-sureste que desplazan el eje anticlinal de las dos sierras que limitan el corredor, Gádor al oeste y Alhamilla al este. El borde donde está adosado el sistema deltaico de Alhama a Sierra de Gádor es paralelo a la alineación estructural que limita el borde oriental de la bahía de Adra, en ambos casos tienen orientación N130°E.

Todos estos datos indican que fallas de dirección noroeste-sureste que pudieron condicionar la sedimentación deltaica. No hay evidencias claras de la actividad de estas fallas en los depósitos deltaicos en el caso de que estos fueran sintectónicos; pero aún así indirectamente condicionaron la sedimentación deltaica. En Adra confinaron la sedimentación deltaica separando una zona topográficamente más elevada al este de la bahía. En el corredor de Andarax, estas fallas pudieron condicionar la dirección de progradación del delta longitudinal de Alhama y del delta de Abrioja. El primero migra sobre un bloque más elevado que el segundo, ambos separados por fallas que aumentan el espacio de acomodación desde el borde occidental hasta el oriental del corredor.

8.2.3. CLIMA Y EVENTOS DE INUNDACIONES Y/O TORMENTAS

Los pequeños deltas alimentados por flujos desde cuencas de drenaje relativamente pequeñas son los más sensibles a las variaciones climáticas (Postma, 2001). Según este autor es en los subamientos de prodelta de pequeños deltas de grano grueso donde mejor se registra la señal del cambio climático. El clima puede quedar registrado en los sedimentos a escala de cambios forzados por fenómenos orbitales, esto es, a la escala de Milankovitch, o a escala de eventos catastróficos de corto periodo o, lo que es lo mismo, de alta frecuencia. Los deltas de Alhama y Adra comparten las características de los deltas que Postma propone como registro sensible de cambios climáticos.

En los deltas de Alhama y Adra se ha reconocido un patrón de variación de la geometría de las clinoformas deltaicas. Este patrón se inicia con clinoformas oblicuas y finaliza con clinoformas de geometrías sigmoidales. Entre esos extremos, con los que se inicia y finaliza cada

una de estas secuencias o ciclos, se reconoce todo el espectro de geometrías intermedias que representan la transformación gradual de una a otra.

Los deltas con clinoformas oblicuas se asocian a tasas altas en la relación entre el volumen de aportes sedimentarios y el espacio de acomodación disponible en el topset. Esto motiva que los depósitos del topset sean erosionados y redepositados en el foreset, pudiendo causar una discordancia erosiva entre los ambientes de topset y foreset. Las clinoformas sigmoidales, sin embargo, implican mayor espacio de acomodación en el topset con relación al sedimento que están aportando los distributarios. Esto deriva en la agradación en el topset de las geometrías sigmoidales. Por consiguiente, los ciclos de cambio geométrico de clinoformas oblicuas a sigmoidales observados en los deltas de Alhama y Adra implican una reducción en la relación de aportes sedimentarios y espacio de acomodación. El origen de esta reducción puede estar en la disminución del volumen de sedimento aportado por los distributarios o bien en el aumento del espacio de acomodación. Atendiendo al tamaño de los clastos que alimentan unas y otras clinoformas se puede llegar a una conclusión sobre el origen de esas secuencias. Las clinoformas oblicuas de los deltas de Adra y Alhama están alimentadas por clastos de mayor tamaño que las sigmoidales. Así, cada uno de los ciclos de cambio de geometría de las clinoformas, desde oblicuas a sigmoidales, presenta una tendencia positiva o granodecreciente. La asociación de los mayores tamaños de granos con las clinoformas oblicuas y los menores con las sigmoidales indican una disminución en la energía de los sistemas distributarios.

Colella (1988) y Gawthorpe y Colella (1990) explican los ciclos de cambio de geometría de las clinoforma de sigmoidales a oblicuas por ciclos de actividad o inactividad de la falla normal de borde de cuenca. Cuando hay un pulso tectónico se crea espacio de acomodación y esto provoca la agradación-progradación y las clinoformas sigmoidales. Cuando hay un periodo pasivo, desde el punto de vista tectónico, no hay creación de espacio de acomodación, no hay agradación sino únicamente progradación y se generan clinoformas oblicuas. En los deltas de Adra y Alhama no aparecen los indicios que estos autores exponen para inducir un control tectónico a los ciclos de clinoformas: no se reconoce una falla de borde activa durante el desarrollo deltaico, no hay *tilting* o basculamiento sindeposicional y no se han reconocido deformaciones sinsedimentarias.

La pérdida de energía de los distributarios y volumen de aporte sedimentario al delta en los ciclos que se analizan no está controlada por factores tectónicos. Aunque la periodicidad de estos ciclos no ha sido medida parecen de rango menor al de los ciclos eustáticos. Todas estas razones llevan al factor climático como el probable responsable de esta ciclicidad de alta frecuencia. Las etapas de mayor energía de los distributarios implican mayores caudales de agua para la erosión

y transporte de los mayores clastos. Estas etapas y su respuesta en el delta en forma de clinoforras oblicuas han de coincidir con periodos húmedos. Por el contrario, las etapas de menor energía en los distributarios que coinciden con clinoforras deltaicas sigmoidales irán asociadas a periodos menos húmedos. Desde este punto de vista, cada ciclo de variación geométrica desde clinoforras oblicuas a sigmoidales implica una disminución en las lluvias que afectan a las cuencas de drenaje del delta.

Otro indicador que apunta al control climático en estos deltas, fundamentalmente en el delta de Adra, y más concretamente eventos catastróficos de inundaciones o tormentas son las frecuentes capas de acumulación de lamelibranquios y clastos con balánidos en el frente deltaico. El origen de estas capas probablemente difiere aunque en ambos casos las acumulaciones estén relacionadas con fenómenos físicos de retrabajamiento, de hecho los ostreidos aparecen imbricados a favor de la pendiente y los balánidos bocabajo adosados a los clastos. Estos organismos se desarrollarían en la llanura deltaica subacuosa o parte alta del frente deltaico y fueron resedimentados a lo largo del frente deltaico. Sin embargo, el tamaño de grano de las capas donde se acumulan los lamelibranquios, en niveles arcilloso-limosos, y los balánidos, en capas de conglomerados con clastos de tamaño superior a la media, inducen a proponer un origen diferente en los fenómenos físicos que provocaron esas acumulaciones. Así, las acumulaciones de lamelibranquios pudieran relacionarse al retrabajamiento por tormentas de la llanura deltaica y frente proximal a lo que se le uniría el sedimento fino procedente del *offshore* que es desplazado hacia la costa. En el caso de las capas de balánidos, el mayor tamaño de los clastos indica un retrabajamiento de los sectores proximales del delta que pudiera deberse a inundaciones. En cualquier caso, unas y otras capas, tormentitas e inunditas, son una manifestación de eventos catastróficos de alta frecuencia y origen climático.

También los frecuentes backsets que aparecen en los foresets originados por flujos violentos, turbulentos y erosivos, podrían estar relacionados con eventos de inundaciones como proponen Massari y Parea (1990) en el análisis que llevan a cabo de estas estructuras.

Tanto unos como otros, las acumulaciones de lamelibranquios como los bascksets, frecuentemente están asociados a superficies de discordancia erosiva en el interior de los foresets deltaicos. Sobre estas superficies de reactivación progradada el siguiente lóbulo deltaico cuyas primeras clinoforras se adaptan a la geometría de esa superficie de erosión. Las superficies de reactivación tienden a suavizar la pendiente del foreset y generan geometrías cóncavas hacia arriba favoreciendo que sobre ellas se formen geometrías oblicuas.

En los ejemplos deltaicos pliocenos, la señal que registra las variaciones climáticas se ha encontrado en los subambientes de frente deltaico y no en los de prodelta, subambiente deltaico

propuesto por Postma (2001) como el más sensible a las variaciones climáticas. Según este autor, la acción de los agentes de cuenca (oleaje y mareas) y los procesos de inestabilidad por gravedad en los subambientes de llanura y frente deltaico oscurecerían la señal dejada por variaciones climáticas. El hecho de que los dispositivos deltaicos de Adra y Alhama prograden en el seno de bahías que los protegen de la acción de los agentes de cuenca, en este caso del oleaje, hace que la señal climática pueda conservarse mejor que en deltas progradando en mar abierto.

9. ESTUDIO COMPARATIVO DE LOS DELTAS ESTUDIADOS

9. ESTUDIO COMPARATIVO DE LAS PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS DELTAS ESTUDIADOS

A continuación se realiza un estudio comparativo entre los diferentes deltas estudiados, independientemente de su edad y condicionantes alocíclicos, es decir, independientemente del contexto tectónico, eustático y climático en el que se desarrollaron (Tabla 7). Este estudio se centra fundamentalmente en aspectos de carácter sedimentológico con la finalidad de extraer conclusiones de tipo doctrinal que perfeccionen los modelos existentes de sistemas deltaicos de grano grueso.

9.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DELTAS

De las abundantes clasificaciones de deltas, algunas de las cuales referidas en el capítulo de introducción a esta memoria, se va a utilizar la de Postma (1990). En esta clasificación se distinguen 12 tipos de deltas en función del tipo de sistema alimentador, fisiografía del frente deltaico, gradiente del talud deltaico y profundidad de la cuenca.

El sistema alimentador se reconoce en las facies del sistema aluvial y de la llanura deltaica superior (McPherson *et al.*, 1987). No siempre ha sido posible estudiar las facies de estos ambientes sedimentarios pues el patrón progradante de los deltas favorece la erosión de los ambientes proximales. Sin embargo, las facies de la llanura deltaica inferior y del frente deltaico permiten agrupar los sistemas alimentadores de todos los deltas estudiados en los tipos A y B de esta clasificación, es decir, son sistemas aluviales de alto gradiente dominados por gravas, bien abanicos aluviales (tipo A) o bien sistemas fluviales trenzados (tipo B). Ejemplos claros de deltas alimentados por sistemas de tipo A son los de Granada y deltas de las secuencias IV y V de Bodurria, así como los estadios iniciales del delta de Adra. Englobados dentro de los deltas alimentados por sistemas de tipo B están el resto.

Desde el punto de vista de la profundidad de la cuenca donde migraron los deltas, los únicos deltas de todos los estudiados que pueden clasificarse como deltas de aguas profundas son los de la primera secuencia deltaica de Granada. La altura de las clinoformas deltaicas revela una batimetría de más de un centenar de metros. El perfil de estos deltas de tipo Gilbert con foreset fuertemente inclinado hacia el centro de la cuenca, valores de hasta 35° de buzamiento. El resto de los deltas estudiados pertenecen al grupo de deltas de aguas someras pues migran en cuencas marinas con batimetrías de una a pocas decenas de metros (inferior siempre a los 50 m de profundidad). El perfil de la mayoría de los deltas es de tipo Gilbert, a excepción de los deltas de la secuencia III de Bodurria que tienen perfiles tipo *shoal* con desarrollo de barras de desembocadura. Este caso, el de los deltas de la secuencia III de Bodurria es un ejemplo digno de

estudio en tanto que puede comprobarse como, manteniendo las características de los aportes y del canal distributivo, puede variar el perfil de un delta al variar las características de la cuenca en el lugar donde deposita su carga el canal distributivo. De esta manera, lóbulos deltaicos con perfiles de tipo *shoal* pasan a desplegar perfiles tipo Gilbert al aumentar localmente el gradiente y espacio de acomodación en la desembocadura del canal distributivo.

Las características de alta energía de los sistemas alimentadores de los deltas hacen que éstos estén dominados fundamentalmente por la dinámica del sistema alimentador. Los deltas del sistema longitudinal de Alboloduy son los únicos donde la acción de los agentes de cuenca, en concreto el oleaje, es dominante provocando el desarrollo de facies de playa en los topsets deltaicos.

9. 2. CUENCAS DE DRENAJE

9.2.1. Litologías y morfologías de los clastos

Las características litológicas de los materiales que conforman los relieves donde están instaladas las cuencas de drenaje de los deltas han sido poco estudiadas como factor que condiciona la sedimentación deltaica. Desde el punto de vista de las litologías del área fuente, se pueden dividir los deltas estudiados en deltas alimentados por rocas fundamentalmente carbonatadas (calizas, dolomías y mármoles) y deltas alimentados por rocas metamórficas, fundamentalmente esquistos, cuarcitas y filitas. Los primeros deltas tienen como área fuente los materiales triásicos del complejo Alpujárride (deltas de la secuencia V de Granada y Bodurria, deltas de la secuencia I de Bodurria, delta transversal de Alhama y primeras etapas del delta de Adra) o de las Zonas Externas de la cordillera (delta de Alicún), y los segundos están alimentados por el producto de la erosión de los materiales paleozoicos y permotriásicos del complejo Nevado-Filábride (el resto de los deltas).

El comportamiento blando ante la erosión, especialmente en condiciones húmedas, de esquistos y filitas favorece la formación de un importante volumen de fracción fina. Esta va a jugar un papel en los flujos de matriz que aumenta la cohesión entre los clastos. Por consiguiente, en los deltas alimentados por esquistos y filitas, tal y como demuestran los ejemplos deltaicos de Granada, están mejor representados los flujos de derrubios cohesivos y poco cohesivos (facies Gms, Gmm y Gmi) que en deltas alimentados por litologías carbonatadas. En los deltas alimentados por clastos de naturaleza carbonatada dominan los flujos menos cohesivos, flujos fluidales sobre todo en la llanura deltaica (Gci, Gp). La mayor proporción de fracción fina en los canales distributivos aumenta la viscosidad y el poder tractivo de los mismos, favoreciendo de esta manera el transporte de bloques. Esta es la razón por la que los

deltas alimentados desde áreas fuentes de esquistos y filitas presentan una mayor heterogeneidad en el tamaño de grano que los alimentados por calizas y dolomías.

La morfología de los clastos, también condicionada por la litología, variará su hidrodinámica favoreciendo que se acumulen en ambientes más proximales o distales en función de la eficiencia de su transporte. Las rocas carbonatadas y las cuarcitas tienden a dar clastos de formas tendentes a esféricas mientras que los clastos de esquistos y filitas adoptan morfologías planares y discoidales. Los clastos de morfologías redondeadas tienden a acumularse en la llanura deltaica mientras que los de morfologías discoidales son los más frecuentes en el frente deltaico, comúnmente dispuestos imbricados a favor de la pendiente (facies Gh). En deltas dominados por el oleaje (deltas de Alboloduy) se acumulan en la parte alta de las clinoformas formando playas conglomeráticas con segregación morfológica de clastos. En el ejemplo concreto de Alboloduy los clastos discoidales de esquistos forman la parte alta de la playa mientras que los clastos cuarcíticos redondos se concentran en la parte baja de la playa.

9.2.2. Madurez de las cuencas de drenaje

El rejuvenecimiento de relieves favorece el desarrollo de múltiples y pequeñas cuencas de erosión que van a drenar los sistemas de margen de cuenca, en el caso que nos ocupa, de sistemas deltaicos. Estos sistemas deltaicos suelen ser de dimensiones pequeñas, aunque no necesariamente, en consonancia con sus cuencas de drenaje y mostrarán gran dispersión en el sentido de migración. La evolución temporal, es decir, la maduración de los relieves se manifestará en la fusión, por fenómenos de capturas de la red fluvial, de las pequeñas cuencas de drenaje para formar cuencas de mayores dimensiones. En esa transformación, los puntos de entrada de aportes a la cuenca se reducirán y se pasará de un aporte de sedimento lineal a lo largo de la costa a un aporte puntual. Esta transformación tendrá su respuesta en la sedimentación deltaica con una reducción del número de dispositivos deltaicos y de la dispersión en los sentidos de migración de los mismos. El aumento del tamaño de las cuencas de drenaje se reconocerá en los clastos en un aumento de la madurez de los mismos, tanto textural como mineralógica, al prolongarse el transporte.

La previsible tendencia a la madurez de las cuencas de drenaje desde los primeros a los últimos deltas de las sucesiones estudiadas rara vez se cumple en los ejemplos tortonienes y sí lo hace en los deltas pliocenos.

En la sucesión deltaica de Bodurria se reconoce una maduración de las cuencas de drenaje de los deltas desde la primera a la tercera secuencia deltaica. Esta tendencia es interrumpida con los deltas de la cuarta secuencia donde disminuye la madurez de los clastos y el tamaño de los

mismos así como el número y dispersión de los lóbulos deltaicos. En Granada ocurre una evolución semejante, y en Alboloduy donde los deltas del sistema transversal alimentados desde cuencas de drenaje inmaduras instaladas en Sierra Nevada acaban dominando sobre los deltas del sistema longitudinal alimentados desde cuencas de drenaje más maduras. Los deltas de Lopera y Alicún introducen a la cuenca sedimentaria sedimentos más inmaduros que los que alimentaban a los sistemas de plataforma-talud precedentes.

La evolución de las cuencas de drenaje de los deltas tortonienses evidencian que las áreas fuentes no tuvieron las condiciones de estabilidad necesarias para madurar las cuencas de drenaje. El factor tectónico, al que se ha aludido repetidas veces a lo largo de esta memoria, motivó el rejuvenecimiento de los relieves, en concreto de Sierra Nevada y Filabres durante la sedimentación deltaica. Los pulsos de levantamiento de estos relieves interrumpían la tendencia a la maduración de las cuencas de drenaje de los deltas.

En los deltas pliocenos, sin embargo, los lóbulos iniciales muestran rasgos de cuencas de drenaje inmaduras como grandes bloques, facies desorganizadas, etc., y los lóbulos deltaicos más modernos muestran mayor madurez de los clastos, menor tamaño de grano y facies más organizadas. La mayor estabilidad de las áreas fuentes durante el desarrollo de los deltas plioceno favoreció la disminución progresiva del gradiente de los sistemas alimentadores. El delta de Adra se inició como un abanico deltaico que evolucionó a un delta fluvial. El delta longitudinal de Alhama también es un delta alimentado por una llanura fluvial. Otros deltas pliocenos como el delta del Espíritu Santo en la cuenca de Vera (Barragán, 1997) también están alimentados por un río. El distanciamiento de la línea de costa de las sierras hace que estos deltas se construyan en la horizontal desplegando elongadas llanuras deltaicas en relación con las que desplagaran los deltas tortonienses. Esta circunstancia hace que los clastos que llegan a la llanura deltaica inferior y frente deltaico de los lóbulos más modernos sean de menor tamaño y mayor madurez pues se prolonga el transporte a lo largo de la llanura deltaica. Los clastos mayores se acumulan en la parte alta de la llanura deltaica y los agentes de cuenca tienen un área mayor en la llanura deltaica inferior para retrabajar el sedimento aportado. El tamaño de grano medio de los deltas plioceno es netamente inferior al de los deltas tortonienses.

9. 3. LITOFACIES, PROCESOS SEDIMENTARIOS Y SUBAMBIENTES SEDIMENTARIOS

Las litofacies dominantes en los deltas estudiados son las litofacies de gravas. Entre las litofacies de gravas son las fábricas de clastos soportados por la matriz las más frecuentes. Estas pueden presentarse bien caóticas, sin ningún tipo de gradación, o bien desarrollando gradaciones negativas. Estas facies (Gms y Gmi) son representativas de la llanura y frente deltaico de

abanicos deltaicos de grano muy grueso como los de Granada. La geometría de los cuerpos con estas facies es de lóbulos de diferentes escalas. Estos depósitos se originan a partir de la congelación de flujos de derrubios de cohesivos a poco cohesivos procedentes del sistema aluvial.

Los deltas alimentados por ríos desarrollan cuerpos y facies propios de flujos fluidales en la llanura deltaica mientras que los flujos de masa se concentran en el frente deltaico. En casos como el delta de Lopera, deltas de las tres primeras secuencias de Bodurria, deltas longitudinales de Alboloduy y deltas pliocenos, la llanura deltaica está dominada por canales distributarios (facies Gci), facies finas de bahía interdistributaria, y desarrollo de barras de desembocadura. En algunos casos como los deltas de la tercera secuencia de Bodurria, algún lóbulo deltaico de Alboloduy y en los deltas pliocenos, se desarrollan subambientes de lagoon o albufera (facies Fsc).

Las litofacies de prodelta se homogeneizan en todos los deltas y domina el depósito de limos por decantación y arenas procedentes del depósito de corrientes de turbidez de baja concentración (facies Sm y Shl).

Las facies de abandono deltaico únicamente han sido reconocidas en los deltas de las tres primeras secuencias de Bodurria y en los deltas de Alboloduy. En ambos casos son deltas depositados en contextos transgresivos, lo que favorece la conservación de estas facies. En ambos casos, el cese del aporte de sedimentos que alimenta el delta es aprovechado para el desarrollo de bioconstrucciones o precipitación de carbonato inducido por altas concentraciones de organismos (facies Cl, Ca, Cr y Cn).

9. 4. BIOFACIES ASOCIADAS A LOS DISTINTOS SUBAMBIENTES DELTAICOS

En la llanura deltaica, tanto en los subambientes de bahía interdistributaria como en subambientes *lagoonares* se da la mayor concentración de organismos. La baja energía de los aportes permite la proliferación de los organismos.

En los subambientes *lagoonares*, el agua salobre favorece el desarrollo de algas. En este contexto se han desarrollado carbonatos estromatolíticos en cuyas microfacies aparecen oogonios de caráceas (deltas de Bodurria y Alboloduy). También aparece en los subambientes *lagoonares* abundantes huellas de plantas superiores que en condiciones anóxicas maduran para dar niveles de carbón o arcillas oscuras con azufre. Estas condiciones pueden favorecer el carácter oportunista de los estromatolitos.

En los subambientes de bahía interdistributaria aparecen, armados sobre el sustrato blando que constituyen las litofacies finas de estos subambientes, diferentes tipos de bioconstrucciones.

Nuevamente las condiciones de baja energía en los aportes y la poca profundidad, así como la protección frente al oleaje, permiten el desarrollo de parches de coral, siempre y cuando la temperatura del agua del mar sea cálida (deltas de Alboloduy) y *mounds* de lamelibranquios (deltas de Bodurria). En ambos casos el crecimiento de grandes ejemplares de ostreidos es muy común. Los parches de corales también colonizan los sustratos duros que representan el techo de barras de desembocadura inactivas en la llanura deltaica (deltas de Alboloduy) y flujos de derrubios en la llanura y frente deltaico armados sobre grandes bloques de esquistos (deltas de Granada).

En el frente deltaico, los fósiles más comunes son ostreidos y balánidos adosados a los clastos. Otros lamelibranquios, como los pectínidos, también son comunes en el frente deltaico; pero ligados a capas de litofacies de arenas. Los ejemplares de ostreidos que se han encontrado en capas de arenas del frente deltaico afectadas por procesos de licuefacción-fluidificación (delta de Alboloduy) son de grandes dimensiones. El sustrato móvil favorece el crecimiento laminar de las valvas. Gran parte de la macrofauna que se encuentra en el frente deltaico está resedimentada desde la llanura deltaica inferior o de la parte más alta del frente deltaico (deltas de Adra).

En el prodelta aparece la macrofauna de concha más delicada ya que los sedimentos de grano grueso rara vez llegan hasta el prodelta. La macrofauna dominante en el subambiente de prodelta son los gasterópodos de concha fina y los pectínidos entre los lamelibranquios. En el delta de Alicún, en los subambientes de prodelta se encuentran capas de altas concentraciones de braquiópodos. El hecho de que algunos de los ejemplares de braquiópodos se encuentren inmersos en megarripples y *sandwaves* indica el retrabajamiento y, probable acumulación, por acción de los agentes de cuenca (corrientes u oleaje de tormentas).

Otras acumulaciones de organismos, en este caso ajenos a los subambientes deltaicos aunque indirectamente ligados a los mismos, son las que se forman a techo de algunos lóbulos deltaico y que han sido interpretados como facies de abandono deltaico. En este caso, biostromas de algas rojas (deltas de Bodurria y Alboloduy) y de coral (deltas de Alboloduy) representan las biofacies más características. Finalmente, aunque tampoco directamente ligados a la sedimentación deltaica, biostromas de acumulaciones de serpúlidos, con algunos lamelibranquios, representan biofacies desarrolladas en contextos transgresivos y de máxima inundación del mar encontradas en los deltas pliocenos de Alhama y Adra.

9. 5. ARQUITECTURA DE LOS DELTAS: GEOMETRÍA DE LAS CLINOFORMAS Y PATRONES DE APILAMIENTO

Tres son los tipos de geometrías reconocidas en las clinoformas de los deltas: sigmoidales, oblicuas y oblicuo-tangenciales. En el primer tipo de geometría hay continuidad de las capas que forman la clinoforma desde el topset hasta el bottomset. En el segundo y tercer caso, las capas horizontales del topset se disponen discordantes sobre el foreset. La diferencia entre las clinoformas oblicuas y oblicuo-tangenciales es que las capas del foreset de las primeras no tienden a horizontalizarse para formar el bottomset sino que se disponen en una relación de biselamiento basal sobre el fondo de la cuenca.

El despliegue de uno u otra geometría no es dependiente del contexto tectónico o eustático en el que los deltas se generaron. Un mismo dispositivo deltaico, sin modificar la posición del nivel del mar y manteniendo estable las condiciones tectónicas, puede variar la geometría de las clinoformas en pocos metros en la horizontal. Un ejemplo claro de esto se observa en el delta del sistema transversal de Alhama o en el delta de Adra. Los cambios geométricos de las clinoformas son de alta frecuencia. La relación entre la entrada de aportes y, más concretamente, la velocidad del aporte y el espacio de acomodación en la desembocadura del distributario es el origen de la geometría de las clinoformas (Postma, 1990). Habría que matizar y diferenciar entre el espacio de acomodación entre el nivel del mar y la llanura deltaica inferior y el espacio de acomodación entre el nivel del mar y el fondo de la cuenca representado por la posición del bottomset. El espacio de acomodación sobre la llanura deltaica es el que va a condicionar la geometría de la parte alta de la clinoforma. Si el espacio de acomodación sobre la llanura deltaica inferior excede a los aportes se producirá agradación y continuidad de las capas entre el topset y el foreset. Este es el primer paso para la formación de una clinoforma sigmoidal. Si, por el contrario, el aporte excede al espacio de acomodación en la llanura deltaica inferior, se producirán fenómenos de erosión y resedimentación de los sedimentos previamente depositados en esa zona de la llanura deltaica. En este caso, las capas del topset aparecen en discordancia angular sobre las del foreset. Un ejemplo tipo de esta relación es la que se produce en el delta del sistema longitudinal de Alhama.

El delta del sistema transversal de Alhama es un buen ejemplo sobre cómo varía la geometría de las clinoformas, en este caso, por aumento y disminución puntual del espacio de acomodación, entendido éste como la diferencia de altura entre el fondo de la cuenca, donde se depositan las capas del bottomset, y el nivel del mar. Las clinoformas de este delta varían en pocas decenas de metros desde geometrías sigmoidales a oblicuas, sin desarrollo, éstas últimas, de bottomset y con relación de discordancia angular respecto al fondo de la cuenca. El único

cambio, pues no hay indicios para suponer un aumento en la velocidad de aporte de sedimento, es la variación del espacio de acomodación. El fondo de la cuenca es irregular y al migrar el delta sobre pequeñas depresiones que producen aumento puntual del espacio de acomodación desarrolla clinoformas sigmoidales mientras que cuando migra sobre zonas puntuales donde el fondo está más elevado, desarrolla geometrías oblicuas.

Hasta ahora se ha tratado el cambio geométrico de las clinoformas deltaicas en función del espacio de acomodación y cómo factores autocíclicos como la propia fisiografía del fondo de la cuenca puede afectar a la geometría de las clinoformas. El otro elemento de la relación o equilibrio que condiciona la geometría de las clinoformas es la velocidad de los aportes. En el capítulo dedicado al delta de Adra se discute la relación entre los ciclos de cambio de la geometría de las clinoformas deltaicas y una ciclicidad de alta frecuencia en los aportes. Esta ciclicidad de corto periodo podría estar condicionada por factores climáticos que se manifestarían como eventos catastróficos o cambios graduales en las condiciones de humedad. Un estudio más profundo de la incidencia del clima en los deltas, hasta ahora poco estudiado, podría arrojar resultados interesantes sobre la influencia de cambios climáticos gobernados por factores orbitales en sistemas de margen de cuenca de grano grueso.

	GRANADA		BODURRIA		LOPERA	ALICÚN	ALBOLODUY		ALHAMA	ADRA
	S: I-IV	S: V	S: I-III	S: IV-V			Longitud.	Transv.		
TIPOS DE DELTAS	Abanicos deltaicos	Delta Gilbert	Deltas Gilbert y deltas <i>shoal</i>	Abanicos deltaicos	Delta Gilbert	Delta Gilbert	Deltas Gilbert	Abanicos deltaicos	Delta Gilbert	Delta Gilbert
BATIMETRÍA	Aguas profundas (I) y someras (I-IV)		Aguas someras							
APORTES, CUENCAS DE DRENAJE Y SISTEMAS ALIMENTADORES										
SISTEMA ALIMENTADOR	Abanicos aluviales	Fluvial	Fluvial	Abanicos aluviales	Fluvial	Abanico aluvial	Fluvial	Abanicos aluviales	Abanico aluvial y fluvial	Abanico aluvial y fluvial
PRINCIPALES LITOLÓGÍAS DE LOS CLASTOS	Esquistos	Calizas y dolom.	Calizas y dolomías	Esquistos y calizas/dolomías	Esquistos, calizas y cuarcitas	Calizas / dolomías, volcánicas y cuarcitas	Esquistos y cuarcitas		Calizas / dolomías, esquistos y cuarcitas	Calizas / dolomías, esquistos y filitas
CUENCAS DE DRENAJE	Inmaduras		Inmaduras a maduras	Maduras a inmaduras	Inmaduras	Inmaduras	Maduras a inmaduras		Inmaduras a maduras	Inmaduras a maduras
TAMAÑO DE GRANO medio	Cobbles y Bloques		Pebble	Cobble y bloques	Pebble	Pebble	Pebble	Cobble	Pebble	Pebble
TASA APORTES / SUBSIDENCIA	Alta		Baja	Alta	Alta	Media	Baja		Alta	Alta
LITOFACIES PREDOMINANTES										
LLANURA DELTAICA	Gms		Gci, Fsc, Gro		Gci, Gp2, Sr	Gci, Sr	Gro, Gp2	Gms	Gci. Fsc	Fsc, Gci,

FRENTE DELTAICO	Gms, Gmi, Gmm, Gh	Gc, Sm	Gms, Gmi	Gc Sp	Gmi, Gc	Sm	Gmi, Gmm	Gb, Gh	Gb, Gh, Sm
PRODELTA	Sm, Shl				Sp	Sm, Shl		Sm, Shl, Gc	
ABANDONO DELTAICO		Cn, Cr				Cr, Ca			
ASOCIACIONES DE FACIES, PROCESOS Y SUBAMBIENTES SEDIMENTARIOS MÁS REPRESENTATIVOS									
LLANURA DELTAICA	Paleosuelos	Canales, barras de desembocadura, bahías interdistributarias y lagoon		Canales y barras de desembocadura, shoreface	Playas	Barras de desembocadura, bahía interdistributaria-lagoon y playas		Albufera	Albufera y playas
FRENTE DELTAICO	Parches arrecifales, cuñas de gravas, chutes y lóbulos de flujos de derrubios poco cohesivos	Conglomerados y arenas con gradaciones positivas por segregación del tamaño de grano en avalanchas gravitatorias	Cuñas de gravas y lóbulos a partir de flujos de derrubios poco cohesivos	Flujos de derrubios poco cohesivos	Sigmoides y lentes de conglomerados a partir de flujos de derrubios poco cohesivos	Cuñas y sigmoides de arenas a partir de flujos de granos		Backsets, slumps, cuñas y lentes de conglomerados a partir de flujos de derrubios poco cohesivos	Backsets, capas de acumulación de macrofauna ligadas a tormentas, flujos laminares
PRODELTA	Lóbulos de arenas depositados a partir de corrientes de turbidez de baja concentración y limos arcillosos decantados y bioturbados				Capas de arenas y braquiópodos removilizadas por corrientes de tormentas	Arenas bioturbadas		Limos y arenas bioturbadas con macrofauna de concha fina	
FACIES DE ABANDONO DELTAICO		Biostromas de algas rojas y calcarenitas de plataforma somera				Arrecifes de coral y calcarenitas de algas rojas			

BIOFACIES EN LOS SUBAMBIENTES DELTAICOS										
LLANURA DELTAICA	Lagoon		Gasterópodos, caráceas y algas verde-azules					Algas verde-azules		
	Bahía interd.		Ostreidos y pectínidos					Corales, algas verde-azules		
	Facies abandono		Algas rojas					Algas rojas, lamelibranquios, briozoos		
FRENTE DELTAICO		Corales y ostreidos	ostreidos	ostreidos					ostreidos	Ostreidos, balanus y pectínicos
PRODELTA							braquiópodos		Gasterópodos y pectínidos	
ARQUITECTURA										
GEOMETRÍA DE LAS CLINIFORMAS	Oblicua a tangencial	Sigmoidal	Oblicua y oblicuo-tangencial	Sigmoidal y oblicua	Sigmoidal	Sigmoidal	Sigmoidal	Oblicua	Sigmoidal a oblicua	Oblicua
PATRÓN DE APILAMIENTO	Progradante		Retrogradante - agradante	Progradante	Progradante	Progradante	Agradante		Progradante	Progradante

Tabla. 7. Cuadro comparativo de las principales características arquitectónicas, sedimentarias, paleontológicas de los deltas estudiado.

10. CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

En los siguientes puntos se resumen los aspectos más significativos extraídos de la descripción y discusión de los datos que se han ido exponiendo a lo largo de este estudio. Estos aspectos responden a los tres tipos de objetivos marcados en el estudio de los sistemas deltaicos: Estratigráficos, sedimentológicos y de análisis de cuencas.

Los aspectos estratigráficos y de análisis de cuencas más significativos son los siguientes:

- La compleja paleogeografía de las Cuencas Neógeno-Cuaternarias de la Cordillera Bética durante el Tortoniense superior en forma de cuencas intramontañosas (Cuencas de Granada, Guadix, Tabernas,...) inundadas por el mar, favoreció el desarrollo de sistemas deltaicos marinos de grano muy grueso adosados a bordes con altos gradientes de pendiente en la mayoría de estas cuencas. Durante el Plioceno inferior, la sedimentación deltaica marina se redujo a las cuencas alcanzadas por la transgresión acontecida a la base del Plioceno, fundamentalmente las cuencas perimediterráneas (Campo de Dalías, Cuenca de Almería-corredor de Andarax....).
- La creación de espacio de acomodación debido a la subsidencia tectónica en los bordes de las cuencas y el rejuvenecimiento de los relieves durante el Tortoniense superior, motivó el desarrollo de sucesiones deltaicas multiconstruidas en la vertical (Granada, Bodurria y Alboloduy). En el Plioceno inferior y medio, sin embargo, la subsidencia tectónica era mínima y los sistemas deltaicos se construyeron en la horizontal rellenando el espacio de acomodación generado en golfos y bahías inundados por la transgresión acontecida a la base del Plioceno.
- Desde el punto de vista de la Estratigrafía secuencial, los sistemas deltaicos se desarrollaron en relación con diferentes contextos eustáticos. Los deltas tortonienses de Alboloduy se desarrollaron coincidiendo con el cortejo transgresivo del ciclo eustático de tercer orden T.B. 3.2. Los deltas tortonienses de Granada y Bodurria forman parte del cortejo de alto nivel del mar del ciclo T.B. 3.2. de la curva Exxon. Los deltas de Alicún, Lopera y las últimas secuencias deltaicas de Granada y Bodurria representan cortejos de cuña de bajo nivel del mar anteriores temporalmente al cortejo de bajo nivel del mar con el que finaliza el ciclo eustático T.B.3.2.
- A finales del Tortoniense, antes de la definitiva continentalización de las cuencas de Granada y Guadix, se produjo un evento de caída del nivel del mar entre las Unidades II y III de estas cuencas. La caída se ha cuantificado en 200 m en el sector suroccidental y 50 m en el sector suroriental de la cuenca de Guadix, poniendo en evidencia la compartimentación en bloques de la cuenca. Esta caída no se corresponde con una bajada

eustática sino que se produjo como consecuencia de un levantamiento regional que indujo una regresión forzada por la tectónica. Este levantamiento tectónico no se reconoce en la sucesión deltaica de Alboloduy, donde contemporánea a la continentalización de las cuencas de Granada y Guadix se produce una profundización en la cuenca de Tabernas.

- La regresión forzada quedó registrada en superficies de discontinuidad entre las margas de cuencas pelágica de la Unidad II y los depósitos deltaicos de la Unidad III; en conglomerados basales canalizados y alimentados por grandes bloques, y en cortejos de cuñas de regresión forzada. Tras la regresión forzada, en el mar somero que quedó en las cuencas de Granada y Guadix progradaron pequeños sistemas deltaicos con geometrías Gilbert (deltas de Alicún, Lopera y última secuencia deltaica de Granada y Bodurria) que produjeron la regresión normal de la costa y colmatación de este mar residual.
- Al control eustático de los sistemas deltaicos tortonienses se le une el control tectónico local y regional, origen este último de la caída del nivel del mar y regresión forzada asociada. Probablemente, la sucesión deltaica de Bodurria es donde la impronta tectónica quedó más marcada. Así, aunque la sucesión de Bodurria se deposita en un contexto eustático de alto nivel del mar estable, una etapa tectónica extensional genera la megasecuencia transgresiva que forman las tres primeras secuencias deltaicas apiladas con un patrón retrogradacional. Fallas normales y anticlinales de compensación afectan a los sedimentos de estas primeras secuencias deltaicas. La tendencia extensional del borde también se constata en el desplazamiento de las cuencas de drenaje. Estas se instalan al inicio de la sedimentación deltaica en los materiales del complejo Alpujárride desplazándose hacia los materiales del complejo Nevado-Filábride que conforman el núcleo de la sierra. En las dos últimas secuencias deltaicas, se produce una inversión tectónica que se traduce en un patrón progradante de los deltas y el desplazamiento de las cuencas de drenaje de los mismos desde el núcleo a los márgenes de la sierra, incluyendo la erosión de las secuencias deltaicas infrayacentes. Esta migración de las cuencas de drenaje también se reconoce en las sucesiones deltaicas de Granada y ponen de manifiesto el levantamiento del núcleo de Sierra Nevada y el ensanchamiento de los terrenos en levantamiento hacia los márgenes de la sierra.

Las aportaciones más significativas de la sedimentología de los deltas estudiados son las siguientes:

- La mayoría de los sistemas deltaicos estudiados, tanto tortonienses como pliocenos, desarrollan geometrías Gilbert debido a que su depósito tiene lugar en mares someras y

están alimentados por sistemas alimentadores de alta energía (abanicos aluviales o ríos trezados) desde bordes de alto gradiente. Deltas Gilbert clásicos son los de Alicún, Lopera, secuencias I y V de Bodurria, secuencia V de Granada, secuencias I y IV de Alboloduy y los deltas de Adra y Alhama. Los sistemas deltaicos del nordeste de la cuenca de Granada evolucionan desde deltas de aguas profundas de tipo barra de desembocadura (Secuencia I) a deltas Gilbert (Secuencia V). En Bodurria, los deltas de la secuencia III evolucionan distalmente desde geometrías tipo *shoal* a Gilbert debido a creación de espacio de acomodación local inducido por la tectónica.

- Las asociaciones de facies de los deltas difieren mucho de un ejemplo a otro condicionadas por las características del sistema alimentador y el retrabajamiento del sedimento por parte de los agentes de cuenca. Sistemas de abanicos deltaicos de grano muy grueso como los de Granada están fundamentalmente condicionados por la alta energía de su sistema alimentador. Estos sistemas tienen gran eficiencia en el transporte de la fracción grosera del sedimento hacia zonas distales en forma de canales que depositan la carga en grandes lóbulos en su desembocadura. Los procesos dominantes son los flujos gravitatorios de sedimento, desde flujos de derrubios en el frente deltaico proximal a corrientes de turbidez de alta concentración en el frente deltaico distal y prodelta. Otros deltas, como los del sistema longitudinal de Alboloduy, alimentados por sistemas de baja energía y dominados por el oleaje, concentran la mayor parte de la fracción grosera en los topsets en forma de playas.
- En los topsets del delta y, generalmente ligados a periodos de abandono, se depositan litofacies carbonatadas. Carbonatos estromatolíticos precipitan en los subambientes de *lagoon* o bahía interdistributaria, biostromas de algas rojas, calcarenitas bioclásticas y, sobre todo, parches arrecifales. Los parches arrecifales colonizan los depósitos de la llanura deltaica submarina, cercanos al *brink point*, de los deltas de Granada y Alboloduy, indicando temperaturas cálidas del mar donde migraron estos deltas.
- Las facies de los foresets de los deltas plioceno, en especial del delta de Adra, dominadas por capas de acumulación de lamelibranquios y clastos con balánidos adosados, y capas con estructuras de backsets, indican flujos de gran energía que retrabajan los depósitos del topset y generan turbulencia pendiente abajo de los foresets. El origen de estos depósitos se ha relacionado con sedimentación catastrófica ligada a tormentas o inundaciones cuyo papel fue muy importante en la construcción-destrucción de estos deltas.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- ALDAYA, F., BAENA, J. y EWERT, K. (1977) Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1057 (Adra) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000. IGME, Madrid, 60 pp.
- ADDICOTT, W. O., SNAVELY JR., P. D., BUKRY, D. y POORE, R. Z. (1979) La secuencia Neógena marina de los Campos de Dalías y Níjar (Almería). *Est. Geol.*, **35**, 609-631.
- AGUIRRE, J. (1995) Tafonomía y evolución sedimentaria del Plioceno marino en el litoral sur de España entre Cádiz y Almería. Tesis Doctoral Univ. Granada, 419 pp.
- AGUIRRE, J. (1998) El Plioceno del SE de la Península Ibérica (Provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Rev. Soc. Geol. España*, **11**, 3-4, 297-315.
- AINSWORTH, R.B. y PATTISON, S.A.J. (1994) Where have all the lowstands gone? Evidence for attached lowstand systems tracts in the Western Interior of North America. *Geology*, **22**, 415-418.
- BAENA, J. y VOERMANS, F. (1977) Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1044 (Alhama de Almería) del mapa geológico nacional a escala 1: 50.000. IGME, Madrid, 40 pp.
- BALANYÁ, J. C. (1991) Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar. Tesis Doctoral Univ. Granada, 232 pp.
- BALANYÁ, J. C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1986) Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta*, **1**, 19-21.
- BALANYÁ, J. C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987) Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de parts et d'outre du Détroit de Gibraltar. *C.R.Acad. Sci.Paris*, **304**, 929-933.
- BARDAJÍ, T, DABRIO, C.J., GOY, J.L., SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1990) Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian peninsula: sedimentary controls and sea-level changes. En: Colella, A. and Prior, D.B., eds., Coarse-grained Deltas. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* **10**, 129-151.
- BARRAGÁN, G. (1997) Evolución geodinámica de la Depresión de Vera (Provincia de Almería, Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ. Granada, 698 pp.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, C. C. y AUBRY, M. P. (1995) A revisited Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. (Editores: Berggren, W. A. , Kent, D. V., Aubry, M. P. y Handerbol, J.) *SEPM Special Publication*, **54**.
- BLUCK, B. J. (1967) Sedimentation of beach gravels: Examples from South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37** (1), 128-156.
- BLUCK, B. J. (1999) Clast assembling, bed-forms and structure in gravel beaches. *Transactions of the Royal Society of Edimburg: Earth Sciences*, **89**, 291-323.
- BOORSMA, L. J. (1992) Syn-tectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin containing a stacked Gilbert-type delta (SE Spain). *Sedimentary Geology*, **81**, 105-123.
- BOUMA, A. H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier*. Amsterdam. 168 pp.
- BRAGA, J. C. y LÓPEZ-LÓPEZ, J. R. (1989) Serpulid bioconstructions at the Triassic-Liassic boundary in southern Spain. *Facies*, **21**, 1-10.
- BRAGA, J. C. y MARTÍN J. M. (1988) Neogene coralline-algal growth-forms and their palaeoenvironments in the Almanzora river valley (Almería, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**, 285-303.

- BRAGA, J. C. y MARTÍN, J. M. (1996) Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatiz reef, Sorbas Basin, SE Spain). *Sedimentary Geology*, **107**, 61-81.
- BRAGA, J. C. y MARTÍN, J. M. (1998) Evolución paleogeográfica de la Cuenca de Sorbas y relieves adyacentes (Almería, SE España) en el Mioceno Superior. En: Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico (Editores: Calvo, J. P. y Morales, J.). Cuenca, 61-64.
- BRAGA, J. C., MARTÍN J. M. y ALCALA, B. (1990) Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain). *Sedimentary Geology*, **66**, 135-150.
- BRAGA, J. C., MARTÍN J. M. y RIDING, R. (1995) Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios*, **10**, 347-361.
- CANDE, S. C. y KENT, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **97**, 13917-13951.
- CHOUGH, S. K. y ORTON, G. J., Editores (1995) Fan deltas: Depositional styles and controls. *Sedimentary Geology*, **98** (1-4), 263 pp.
- CITA, M. B. (1975) Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleont.* **81**, 527-544.
- COLELLA, A. (1988) Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, **16**, 1031-1034.
- COLELLA, A. y PRIOR, D. B. Editores (1990) Coarse-grained Deltas. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., **10**, 357 pp.
- COLEMAN, J. M. y PRIOR, D. B. (1980) Deltaic Sand Bodies. *AAPG*, **15**, 171 pp.
- COLOMBO, F. (1994) Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, **22**, 235-238.
- COMAS, M.C. (1978) Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía) Tesis Doctoral Inédita, Univ. Bilbao, Bilbao, 323 pp.
- COMAS, M. C., GARCÍA-DUEÑAS, V. y JURADO, M. J. (1992) Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS Data. *Geo-Marine Letters*, **12**, 157-164.
- BARDAJÍ, T, DABRIO, C.J., GOY, J.L., SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1990) Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian peninsula: sedimentary controls and sea-level changes. En: Coarse-grained deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D.B) *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **10**, 129-151.
- DABRIO, C. J. (1990) Fan-delta facies associations in late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. En: Coarse-grained deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D. B.) *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, **10**, 91-111.
- DABRIO, C. J., FERNÁNDEZ, J., PEÑA, J. A., RUIZ BUSTOS, A. y SANZ DE GALDEANO, C. M. (1978) Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada. *Estudios geol.*, **34**, 89-97.
- DABRIO, C. J., GOY, J. L. y ZAZO, C. (1984) Dinámica litoral y ambientes sedimentarios en el Golfo de Almería desde el Tirreniense a la actualidad. I Congreso Español de Geología, **1**, 507-522.
- DABRIO, C. J., MARTÍN, J. M. y MEGÍAS, A. G. (1982) Signification sédimentaire des évaporites de la dépression de Granada (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, **XXIV**, **4**, 705-710.

- DABRIO, C. J. y POLO, M. D. (1988) Late Neogene fan deltas and associated coral reefs in the Almanzora Basin, Almería Province, southeastern Spain. En: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Nemeč, W. y Steel, R. J. (Editores) 444 pp.
- DABRIO, C. J., ZAZO, C. y GOY, J. L. (1991) The dynamics of Coarse-grained Deltas. *Cuad. Geol. Iber.*, **15**, 11-14
- DABRIO, C. J., ZAZO, C. y GOY, J. L., Editores (1991) The dynamics of Coarse-grained Deltas. *Cuad. Geol. Iber.*, **15**, 406 pp.
- DELGADO, F., GÓMEZ-PRÍETO, J. A. y MARTÍN GARCÍA, L. (1980) Mapa y memoria explicativa de la Hoja 994 (Baza) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000. IGME, Madrid, 63 pp.
- DORSEY, R. J., UMHOEFER, P. J. y RENNE, P. R. (1995) Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, **98**, 181-204.
- ELLIOTT, T. (1986) Deltas. En: *Sedimentary Environments and Facies*. (Editor: H.G. Reading) *Blackwell*. Oxford, 615 pp.
- ESTÉVEZ, A., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. (1982) Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios geol.*, **38**, 55-60.
- ETHRIDGE, F. G. y WESCOTT, W. A. (1984) Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potencial of fan-delta deposits. En: *Sedimentology of gravels and conglomerates*. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **10**, 217-235.
- FALK, D. G. y DORSEY, R. J. (1998) Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert-type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentology*, **45** (2) 331-351.
- FERNÁNDEZ, J. y SORIA, J. (1986-87) Evolución sedimentaria en el borde norte de la Depresión de Granada a partir del Turolense terminal. *Acta Geológica Hispánica*, **21-22**, 73-81.
- FERNÁNDEZ, J. y GUERRA-MERCHÁN, A. (1996) A coarsening-upward megasequence generated by a Gilbert-type fan-delta in a tectonically controlled context (Upper Miocene, Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, **105**, 191-202.
- FERNÁNDEZ, J., SORIA, J. y VISERAS, C. (1996a) Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): Tectonic control and base-level changes. En: P. F. Friend and C. D. Dabrio Editors, *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press, 353-358.
- FERNÁNDEZ, J., VISERAS, C. y SORIA, J. (1996b) Pliocene-Pleistocene continental infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resultant stratigraphic organization. En: *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (Editores: Friend, P. F. y Dabrio, C. J.). *Cambridge University Press*, Cambridge, 366-371.
- FISHER, R.V. (1983) Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, **11**, 274.
- FLORES, R. M. (1990) Transverse and longitudinal Gilbert-type deltas, Tertiary Coalmont Formation, North Park Basin, Colorado, USA. En: *Coarse-grained deltas* (Editores: Colella, A. y Prior, D.B) *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **10**, 223-233.
- FOURNIGUET, J. y LE CALVEZ, Y. (1975) Sur le Pliocène de la côte d'Andalousie. *B.S.G.F.*, **4** (7, XVII), 604-611.
- FOURNIGUET, J. (1977) Sur le Quaternaire marin et la neotectonique du Campo de Dalías (Andalousie, Espagne). *Acta Geológica Hispánica*, **XII** (4-6), 90-97.

- GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., y JABALOY, A. (1993) Stress and palaeostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, **227**, 105-126.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J., JABALOY, A., y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1996) Reactivation of the Mecina Detachment in the western sector of Sierra Nevada (Betic Cordilleras, SE Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, serie IIa, 615-622.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, J. C. y MARTÍNEZ, J. M. (1992) Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, **12**, 88-95.
- GARCÍA GARCÍA, F., VISERAS, C. y FERNÁNDEZ, J. (1999) Organización secuencial de abanicos deltaicos controlados por la tectónica (Tortonense superior, Cuenca de Granada, Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, **12** (2), 199-208.
- GARCÍA GARCÍA, F., FERNÁNDEZ, J. y VISERAS, C. (2000) Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. Tortonense superior. Cordillera Bética. *Geotemas*, **2**, 87-91.
- GARCÍA, F., FERNÁNDEZ, J. SORIA, J.M. y VISERAS, C. (2001) Sedimentación deltaica tras una regresión forzada por la tectónica (Mioceno superior, borde suroccidental de la Cuenca de Guadix). *Geotemas*, **3**,
- GARCÍA-DUEÑAS, V. y BALANYÁ, J. C. (1991) Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales. *Geogaceta*, **9**, 33-37.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, J. C. y MARTÍNEZ, J. M. (1992) Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, **12**, 88-95.
- GAWTHORPE, R. L. y COLELLA, A. (1990) Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins En: Coarse-grained deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D. B.) *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, **10**, 113-127.
- GILBERT, G. K. (1885) The topographic features of lake shores. *Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, **5**, 69-123.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J. M. (1968) Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada. *Acta Geológica Hispánica*, **III** (3), 57-63.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J. M. (1978) Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuad. Geo. Univ. Granada*, **8-9**, 191-203.
- GOY, J. L. y ZAZO, C. (1986) Synthesis of the Quaternary in the Almeria littoral neotectonic activity and its morphologic features, Western Betics, Spain. *Tectonophysics*, **130**, 259-270.
- GUERRA-MERCHÁN, A. (1992) La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora. Tesis Doctoral Univ. Granada, 237 pp.
- GUERRA-MERCHÁN, A. y FERNÁNDEZ, J. (1989) El Mioceno de Bodurria, con especial atención a los depósitos de abanico deltaico. Depresión de Guadix-Baza (Granada). *XII Congr. Esp. Sedim.*, **1**, 117-120.
- GUERRA-MERCHÁN, A., MARTÍN-PÉREZ, J.A. y SERRANO, F. (1988) El Mioceno superior de la Depresión de Guadix-Baza en el sector de Caniles: Implicaciones paleogeográficas. *Mediterránea Ser. Geol.*, **7**, 5-16.
- GUPTA, S., UNDERHILL, J. R., SHARP, I. R. y GAWTHORPE, R. L. (1999) Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Research*, **11**, 167-189.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and Eustatic Cycles. En: Sea-level changes: An Integrated Approach (Ed. by C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C.

- Kendal, H. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Vagoner). *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, 71-108.
- HAMPSON, G.J. (2000) Discontinuity surfaces, clinoforms, and facies architecture in a wave-dominated, shoreface-shelf parasequence. *Journal of Sedimentary Research*, **70** (2), 325-340.
- HAMPTON, M.A. (1972) The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**, 775-793.
- HELLAND-HANSEN, W. y GJELBERG, J.G. (1994) Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology*, **92**, 31-52.
- HELLAND-HANSEN, W. y MARTINSEN, O.J. (1996) Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, **66** (4), 670-688.
- HUNT, D. y TUCKER, M.E. (1992) Stranded parasequences and forced regressive wedge systems tracts: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**, 1-9.
- HWANG, I.G. y CHOUGH, S.K. (2000) The Maesan fan delta, Miocene Pohang Basin, SE Korea: architecture and depositional processes of a high-gradient fan-delta-fed slope system. *Sedimentology*, **47**, 995-1010.
- JABALOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992) The Mecina Extensional System: Its relation with the Post-Aquitania Piggy-Back Basins and the Paleostresses Evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters*, **12**, 96-103.
- JOHNSON, C., HARBURY, N. y HURFORD, A. J. (1997) The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, **16**, **2**, 189-204.
- KIM, S.B., CHOUGH, S. K. y CHUN, S.S. (1995) Bouldery deposits in the lowermost part of the Cretaceous Kyokpori Formation, SW Korea: cohesionless debris flows and debris falls on a steep-gradient delta slope. *Sedimentary Geology*, **98**, 97-119.
- KLEVERLAAN, K. (1987) Gordo Megabed: A possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas Basin, Province Almería, Southeast Spain. *Sedimentary Geology*, **51**, 165-180.
- KLEVERLAAN, K. (1989) Three distinctive feeder-lobe systems within one time slice of the Tortonian Tabernas fan, SE Spain. *Sedimentology*, **36**, 25-45.
- LOWE, D.R. (1976) Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**, 188-199.
- LOWE, D. R. (1982) Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, **1**, 279-297.
- MARTÍN ALGARRA, A. (1987) Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral Univ. Granada, 1171 pp.
- MARTÍN PÉREZ, J. A. (1997) Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector Oriental). Tesis Doctoral Univ. Granada, 329 pp.
- MARTÍN, J. M., BRAGA, J. C. y RIDING, R. (1992) Siliciclastic stromatolites and thrombolites Late Miocene, SE Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 131-139.
- MARTÍN, J. M., BRAGA, J. C. y RIDING, R. (1997) Late Miocene Halimeda alga-microbial segment reefs in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain. *Sedimentology*, **44**, 441-456.
- MARTÍN, J. M. y BRAGA, J. C. (1997) Sierra Nevada: Historia del levantamiento de un relieve deducida de las unidades conglomeráticas de su borde. En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*, J. P. Calvo y J. Morales (Eds.) 117-120.

- MASSARI, F. y COLELLA, A. (1988) Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. En: Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings (Editores: W. Nemec y R. J. Steel). Blackie and son. London, 103-122.
- MASSARI, F. y PAREA, G. C. (1988) Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology*, **35**, 881-915.
- MASSARI, F. y PAREA, G.C. (1990) Wave-dominated Gilbert-type deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy). En: Coarse-grained deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D.B) *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **10**, 311-331.
- MATHER, A. E. (1993) Evolution of a Pliocene fan-delta: links between the Sorbas and Carboneras Basins, southeast Spain. En: Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions (Frostick, L. E. and Steel, R. J., Editors). *IAS Spec. Publ.*, **20**, 277-290.
- McPHERSON, J. G., SHANMUGAM, G. y MOIOLA, R. J. (1987) Fan deltas and braid deltas; varieties of coarse-grained deltas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **99**, 331-340.
- MIALL, A. D. (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth.Sci.Revs.*, **13**, 1-62.
- MIALL, A. D. (1978) Lithofacies types and vertical profile in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (Editor: A.D. Miall) *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, **5**, 597-604.
- MIDDLETON, G. V. y HAMPTON, M. A. (1973) Sediment gravity flow: mechanics of flow and deposition. En Turbidite and Deep-Water Sedimentation (Editores: G. V. Middleton y A. H. Bouma). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pac. Sect. Short. Course Lect. Notes.*, 1-38.
- MITCHUM, R. M. Jr, VAIL, P. R. y THOMPSON III, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The Depositional Sequence as a basic unit for Stratigraphic Analysis. En: Seismic Stratigraphy (C.E. Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **26**, 53-62.
- MOLINA, J.M., ALFARO, P., MORETTI, M. y SORIA, J.M. (1998) Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova*, **10**, 145-150.
- MONTENAT, CH. (Coord.) (1990) Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne) *IGAL (Paris)*, **12-13**, 392 pp.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU y LA CHAPELLE, G. (1990) Le bassin de Nijar-Carboneras et le couloir du bas-Andarax. *Doc. et Trav. IGAL*, **12-13**, 129-164.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU y MASSE, P. (1987) Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod Elf-Aquitainian*, **11**, 1-22.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R. y ZAVALA, C. (1996) The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memoir di Scienze Geologishe*, **48**, 233-291.
- MYERS, K.J. y MILTON, N.J. (1996) Concepts and principles of sequence stratigraphy, in Emery, D. and Myers, K.J., eds., *Sequence Stratigraphy*: Blackwell Science, Oxford, 11-41.
- NEMEC, W. (1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes. En: Coarse-Grained Deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D.B.) *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **10**, 29-73.
- NAVARRO-VILÁ, F. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1977) Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1010 (La Peza) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000. IGME, Madrid, 83 pp.
- NEMEC, W. (1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes. En: Coarse-grained Deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D.B.) *International Association of Sedimentologists, Special Publication* **10**, 29-74.

- NEMEC, W. y STEEL, R. J. (1984) Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E. H. and Steel, R. J. (Eds). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists*, **10**, 1-31.
- NEMEC, W. y STEEL, R. J. Editores (1988) Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings. *Blackie and Son*, London, 444 pp.
- ORTEGA-HUERTAS, M. (1979) Mineralogía de la Block Formation. Depresión de Granada. Tesis Doctoral Univ. Granada, páginas
- ORTON, G. J. (1988) A spectrum of middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. En: Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings (Editores: W. Nemece y R. J. Steel). Blackie and son, 23-29.
- ORTON, G.J. y READING, H.G. (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**, 475-512.
- OTT D'ESTEVOU, P. y MONTENAT, CH. (1990) Le Bassin de Sorbas-Tabernas. *Doc. et Trav. IGAL*, Paris, **12-13**, 101-128.
- PASCUAL, A. M. (1997) La Cuenca Neógena de Tabernas (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ. Granada, 360 pp.
- PEÑA, J. A. (1979) La depresión de Guadix-Baza. Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno. Tesis Doctoral Univ. Granada, 160 pp.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. y HISCOTT, R. (1986) Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, **23**, 75-174.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. y VAIL, P.R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-level changes: an integrated approach: SEPM, Special Publication **42**, 109-124.
- POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P., JAMES, D. P. y TESSON, M (1992) Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **76**, 1687-1709.
- POSTMA, G. (1983) Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, **30**, 91-103.
- POSTMA, G. (1984a) Mass-flow conglomerates in submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, Southeast Spain. En: Koster, E. H. and Steel, R. J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. CSPG **10**, 237-258.
- POSTMA, G. (1984b) Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, **12**, 27-30.
- POSTMA, G. (1986) Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, **14**, 291-294.
- POSTMA, G. (1990) Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Coarse-grained Deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D.B.) International Association of Sedimentologists, Special Publication **10**, 13-27.
- POSTMA, G. (2001) Physical climate signatures in shallow- and deep-water deltas. *Global and Planetary Change*, **28**, 93-106.
- POSTMA, G. y NEMEC, W. (1990) Regressive and transgressive sequences in a raised Holocene gravelly beach, southwestern Crete. *Sedimentology*, **37**, 907-920.

- POSTMA, G., NEMEC, W. y KLEINSPEHN, K. L. (1988) Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, **58**, 47-61.
- POSTMA, G. y ROEP, T. B. (1985) Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas, **55**, 874-885.
- PRIOR, D.B. y BORNHOLD, B.D. (1988) Submarine morphology and processes of fiord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia. En: Nemeç, W. and Steel, R.J., eds., *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son, Glasgow, London, 125-143.
- PRIOR, D.B. y BORNHOLD, B.D. (1989) Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, **36**, 1053-1076.
- PRIOR, D.B. y BORNHOLD, B.D. (1990) The underwater development of Holocene fan deltas. En: Coarse-grained Deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D.B.) International Association of Sedimentologists, Special Publication **10**, 75-90.
- RIBA, O. (1989) Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. En: *Sedimentología* (Editor: A. Arche). C.S.I.C., Madrid, **2**, 489-522.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. (1982) El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral Univ. Granada, 224 pp.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., MARTÍNEZ DEL OLMO, W., GARRIDO-MEGÍAS, A. y VERA, J. A. (1984) Paralelismo entre algunas formaciones que colmatan el Mediterráneo español y la Depresión de Guadix (Cordilleras Béticas). *I Congreso Español de Geología*, **III**, 279-288.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y MARTÍN-PENELA, A. J. (1993) Neogene evolution of the Campo de Dalías and the surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, **6**, **4**, 255-270.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y SERRANO, F. (1990) Le couloir des Alpujarras. *Doc. et Trav. IGAL* (Editor: Montenat, Ch.). París, **12-13**, 87-100.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1992) Onshore Neogene Stratigraphy in the North of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic Implications. *Geo-Marine Letters*, **12**, 123-128.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y VERA, J. A. (1988) Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortonense superior, Depresión de Guadix, S de España). *Geogaceta*, **5**, 26-29.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., MARTÍNEZ DEL OLMO, W., GARRIDO-MEGÍAS, A. y VERA-TORRES, J. A. (1984) Paralelismo entre algunas formaciones que colmatan el Mediterráneo español y la Depresión de Guadix (Cordilleras Béticas). *I Congreso Español de Geología*, **III**, 279-288.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y FERNÁNDEZ, J. (1989) Genesis and Evolution of the Granada Basin (Betic Cordillera, Spain). International Symposium on Intermontane Basins: Geology & Resources Chiang Mai, Thailand.
- ROEP, TH. B., BEETS, D. J., DRONKERT, H. y PAGNIER, H. (1979) A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almería, Spain. *Sedimentary Geology*, **22**, 135-163.
- ROEP, TH. B., DABRIO, C. J., FORTUIN, A. R. y POLO, M. D. (1998) Late highstand patterns of shifting and stepping coastal barriers and washover-fans (late Messinian, Sorbas Basin, SE Spain) *Sedimentary Geology*, **116**, 27-56.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990) Geologic evolution of the Betic Cordillera in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1997) La Zona Interna Bético-Rifeña. Universidad de Granada, Granada, 316 pp.

- SANZ DE GALDEANO, C., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y LÓPEZ-GARRIDO, A. C. (1985) A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geologische Rundschau*, **74** (3), 641-655.
- SANZ DE GALDEANO, C. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1996) Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. In: *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (Eds P.F. Friend and C. J. Dabrio) Cambridge University Press, Cambridge, 323-329.
- SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. (1992) Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, **4**, 21-36.
- SCHLAGER, W. (1993) Accommodation and supply -a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology*, **86**, 111-136.
- SERRANO, F. (1979) Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral Univ. Málaga, 272 pp.
- SERRANO, F. (1992) Biostratigraphic control of Neogene volcanism in Sierra de Gata (South-East Spain). *Geologie in Miljnbow*, **71**, 3-14.
- SIERRO, F. J., GONZÁLEZ-DELGADO, J. A., FLORES, J. A., DABRIO, C. y CIVIS, J. (1990) Global sea level changes and deposition in the Atlantic-Mediterranean North Betic Strait (Guadalquivir Basin). *IX R.C.M.N.S. Congress*, Barcelona, 321-322.
- SOH, W., TANAKA, T. y TAIRA, A. (1995) Geomorphology and sedimentary processes of a modern slope-type fan delta (Fujikawa fan delta), Suruga Trough, Japan. *Sedimentary Geology*, **98**, 79-95.
- SOHN, V.K., KIM, S.B., HWANG, I.G., BAHK, J.J., CHOE, M.Y. y CHOUGH, S.K. (1997) Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly Gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan Fan Delta, Pohang Basin, SE Korea. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 130-141.
- SOPENA, A. y SANCHEZ-MOYA, Y. (1997) Tectonic systems tract and depositional architecture of the western border of the Triassic Iberian Trough (central Spain). *Sed. Geol.*, **113**, 245-267.
- SORIA, J. (1993) La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor (Cordillera Bética Central). Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa. Ph. D. Thesis, Univ. Granada, 292 pp.
- SORIA, J., VISERAS, C. Y FERNÁNDEZ, J. (1998) Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geological Magazine*, **135** (4), 565-574.
- SORIA, J.M., FERNÁNDEZ, J. y VISERAS, C. (1999) Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeos*, **151**, 255-266.
- SORIA, J. M., FERNÁNDEZ, J., GARCÍA, F. y VISERAS, C. (*en prensa*) Correlative Lowstand deltaic and shelf systems in the Guadix Basin (Late Miocene, Betic Cordillera, Spain): the stratigraphic record of "forced" and "normal" regressions. *Journal of Sedimentary Research*.
- VAIL, P.R., AUDEMART, F., BOWMAN, F.A., EISNER, P.N. y PEREZ-CRUZ, G. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation, in Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds. *Cyclic Stratigraphy*: Springer-Verlag, New York, 617-659.

- VAN DER STRAATEN, H. C. (1990) Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abarán, late Serravalian-early Tortonian, southeastern Spain *En: Coarse-grained Deltas* (Editores: Colella, A. y Prior, D.B.) International Association of Sedimentologists, Special Publication **10**, 199-222.
- VELANDO, F. y NAVARRO-VILÁ, D. (1977) Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1029 (Gérgal) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000. IGME, Madrid, 41 pp.
- VERA, J. A. (1968) El mioceno del borde SO de la Depresión de Guadix. *Acta Geol. Hisp.*, **3**, 124-127.
- VERA, J.A. (1970) Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.*, **81**, 429-462.
- VERA, J. A. y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. (1988) Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortonense superior, Depresión de Guadix, S de España). *Geogaceta*, **5**, 26-29.
- VERA, J.A., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., GUERRA-MERCHÁN, A. y VISERAS, C. (1991) La Cuenca de Guadix-Baza. *Doc. et trav. IGAL*, París, **14**.
- VIENNOT, P. (1930) Observations géologiques dans la région de Grenade (Andalousie). *Livre Jubilaire Soc. Geo. France*, **11**, 633-660.
- VISERAS, C. (1991) Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ. Granada, 327 pp.
- VISSERS, R. L. M., PLATT, J. P. y VAN DEL WAL, D. (1995) Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, **14** (4), 786-803.
- VON DRASCHE, R. (1879) Bosquejo geológico de la zona superior de Sierra Nevada. *Bol. Com. del Mapa Geol. de España*, 353-388.
- WEIJERMARS, R., ROEP, TH. B., VAN DEN EECKOUT, B., POSTMA, G y KLEVERLAAN, K. (1985) Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, **64**, 397-411.