

Depósitos arenosos de un delta tipo Gilbert en el Urgoniano de Laga (Bizkaia): Facies y procesos sedimentarios.

Sand deposits of a Gilbert type delta in the Urganian of Laga (Bizkaia): Facies and sedimentary processes

L.M. Agirrezabala, y J. García-Mondéjar

Estratigrafía eta Paleontología Saila, Euskal Herriko Unibertsitatea, 644 Postakutxa, 48080 BILBO.

ABSTRACT

Sand and silt deposits of a fluvial-dominated Gilbert type delta corresponding to an Urganian mixed platform are described and interpreted. Their outcrop in Laga beach (Bizkaia) allows the recognition of 10 sedimentary facies and the construction of a 70 m long and 11.5 m high detailed cross-section, showing the typical tripartite depositional geometry. Topset deposits are horizontally bedded fluvial sandstones with internal trough cross-stratification. Foreset deposits, up to 28° dip, are composed of interbedded sandstones and fallout siltstones; sandstones were deposited by supercritical flows (chutes-and-pools, antidunes and plane beds) and gravity flows (sand flows, slumps, slides and creep?). Bottomset deposits, up to 5° dip, are composed of fallout siltstones and turbiditic sandstones. The development of the delta was related with active tilting.

Key words: Gilbert type delta, Urganian mixed platform, Basque-Cantabrian Basin.

Geogaceta, 22 (1997), 3-6
ISSN: 0213683X

Introducción

Entre la playa de Laga y el cabo Ogoño (costa de Bizkaia) aflora una serie urgoniana de edad Aptiense inferior-Albiense medio de aproximadamente 1000 m de potencia (Fig. 1). Los 214 m inferiores están compuestos por depósitos pertenecientes a un extenso sistema de plataforma mixta carbonatada-terrágena (Fm. acantilado de Otoio). Los sedimentos terrígenos del sistema, de procedencia general NE, constituyeron a menudo acumulaciones deltaicas tanto de barra de distribuidor deltaico como de deltas tipo Gilbert (Agirrezabala, 1996).

En este trabajo se describen e interpretan los depósitos de un delta tipo Gilbert arenoso de 11,5 m de espesor, que afloran excepcionalmente bien en el extremo este de la playa de Laga (Bizkaia) (Fig. 1). Los materiales deltaicos están dispuestos subverticalmente (N164E, 84°E), y su contacto con los depósitos infrayacentes se encuentra cubierto (Fig. 2).

Geometría deposicional

Los depósitos arenosos del delta tipo Gilbert de Laga muestran la clásica geometría deposicional tripartita de *topset*, *foreset* y *bottomset* (Gilbert, 1885) (Figs. 2 y 3). Los depósitos del *topset* presentan una estratificación mayor horizontal, los del

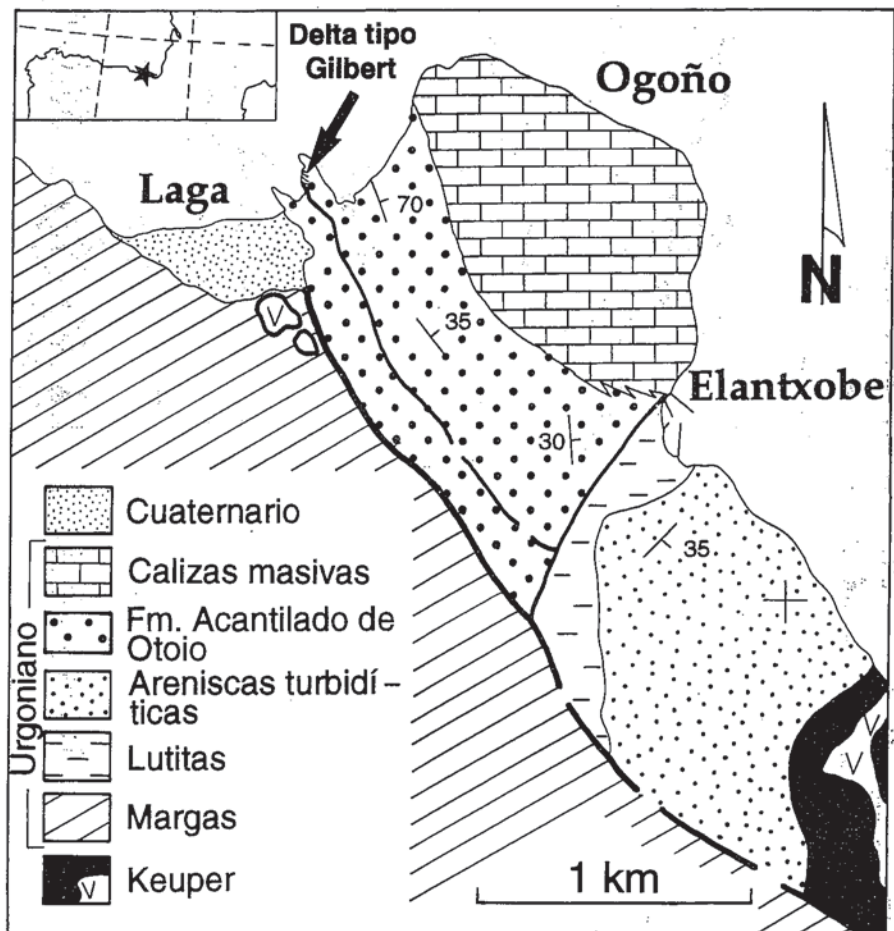


Fig. 1.- Mapa geológico del área y localización del afloramiento estudiado.

Fig. 1.- Geological map of the area and location of the studied outcrop.

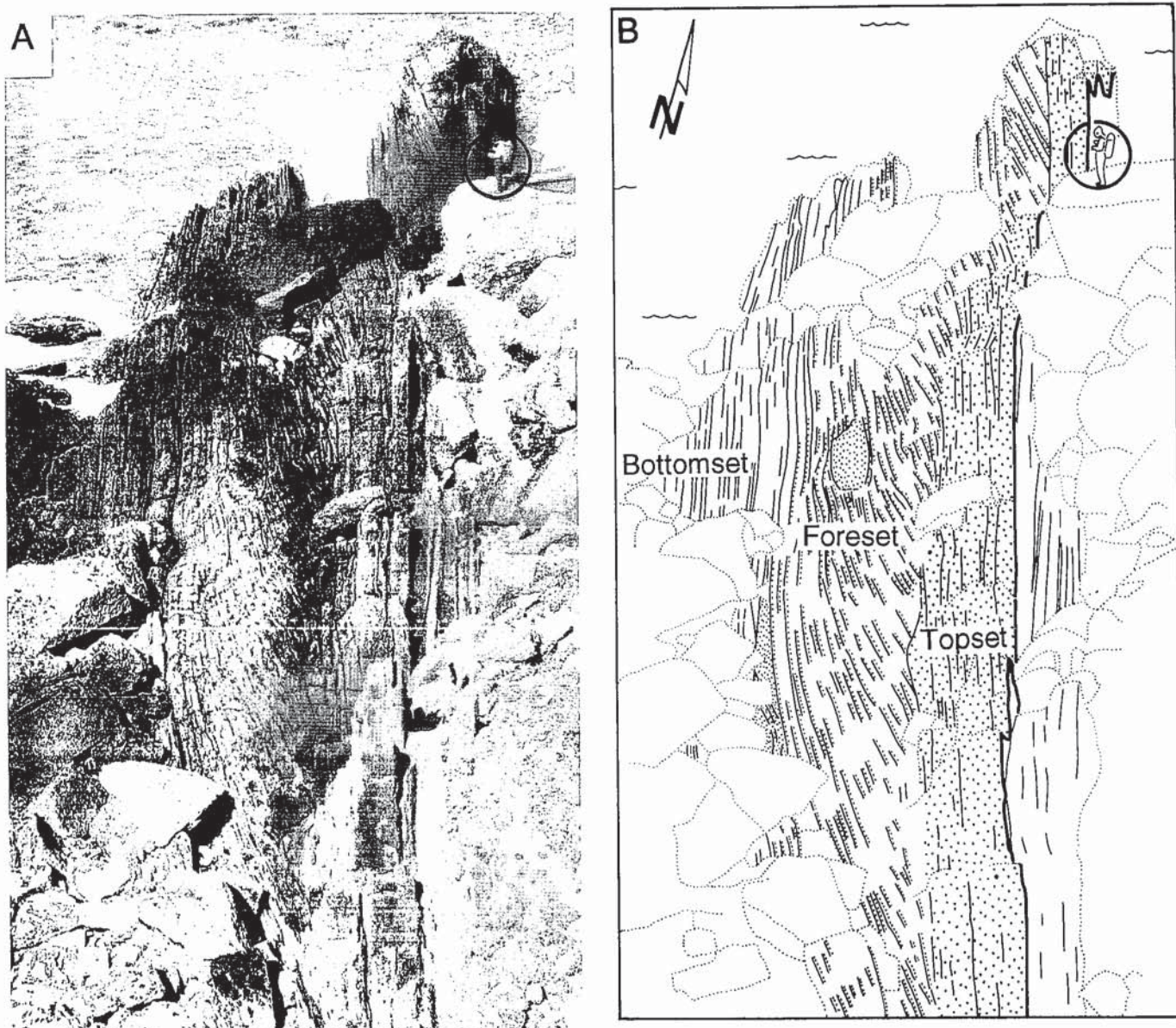


Fig. 2.- Fotografía panorámica (A) y esquema (B) del afloramiento, mostrando la geometría de los depósitos del delta tipo Gilbert.

Fig. 2.- Panoramic photography (A) and scheme (B) of the outcrop, showing the geometry of the Gilbert type delta deposits.

foreset muestran pendientes deposicionales de hasta 28° que disminuyen progresivamente, hasta alcanzar 5°, hacia el tránsito con el *bottomset*. La pendiente deposicional de las capas del *foreset* y *bottomset* es hacia el N281E, reflejo de la progradación del delta en dicho sentido (Fig. 3). El contacto entre el *topset* y *foreset* es bien una superficie neta o erosiva, con relieves de más de 0'5 m, o bien un tránsito gradual, adquiriendo una configuración compleja sigmoidal-oblicua (*sensu* Mitchum *et al.*, 1977) (Figs. 2 y 3).

El espesor del *topset* varía de 2'5 m (máximo 2'93 m), en la parte más proximal del afloramiento, a 1'65 m (mínimo 1'30 m), en la más distal (o joven). Este hecho indica un proceso de agradación vertical en

el *topset* debido al ascenso de aproximadamente 1 m del nivel de base fluvial, coetáneamente a la progradación del delta. Dicho ascenso, sin embargo, habría sido irregular en el tiempo, tal como atestigua la configuración compleja sigmoidal-oblicua. El espesor del *foreset* es aproximadamente de 7 m, y su contacto con el *bottomset* es gradual. El espesor aflorante del *bottomset* es de 2-3 m, si bien aumenta hacia posiciones más distales, lo que indicaría una importante agradación vertical de sedimento en el prodelta (Fig. 3). Localmente, el *topset* y *foreset* presentan estructuras de escape de fluidos ("chimeneas" y diques clásicos) producidos con posterioridad al desarrollo del delta.

Facies sedimentarias

Topset

Se caracteriza por presentar una estratificación mayor horizontal. Está compuesto únicamente por la facies 1 (Fig. 3).

Facies 1. Areniscas con estratificación cruzada en surco: Son areniscas carbonosas de grano grueso-medio con ocasionales gránulos de cuarzo y, en la parte superior, bioclastos de ostreidos y fragmentos de carbón de hasta 2 cm. Muestran abundantes *sets* de estratificación cruzada en surco (*festoon*) de 10-20 cm de espesor que indican paleocorrientes de sentido N266E, coincidentes con la progradación del *foreset*. La bioturbación, máxima en los 20 cm superiores, consiste principalmente en

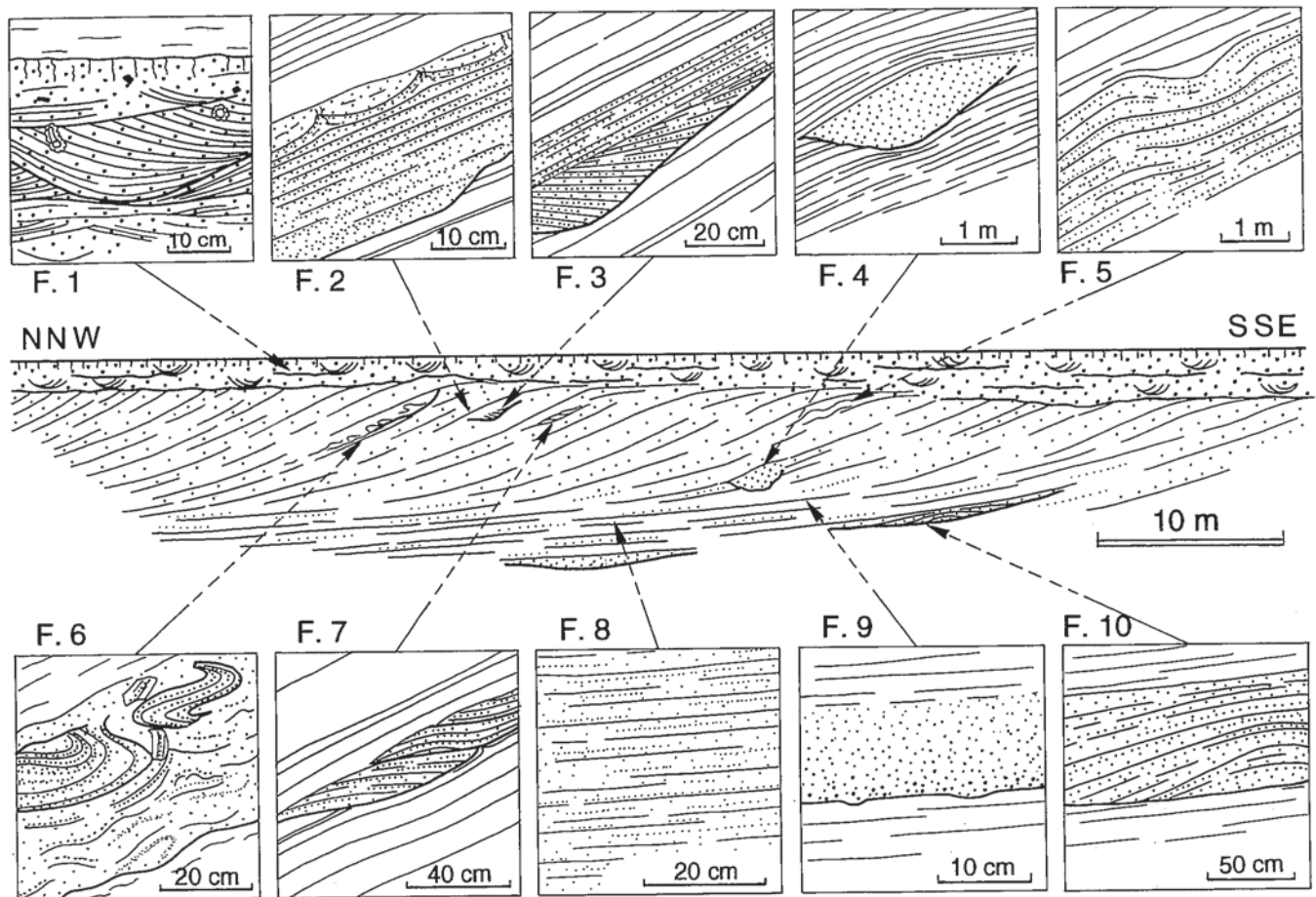


Fig. 3.- Esquema detallado restituido del afloramiento, mostrando la geometría deposicional y las facies (F. 1-F. 10) de los depósitos del delta tipo Gilbert.

Fig. 3.- Restored detailed sketch of the outcrop showing the depositional geometry and facies (F. 1-F. 10) of the Gilbert type delta deposits.

Ophiomorpha sp. y estructuras en "U" de escape o equilibrio. Se interpretan como el relleno arenoso de canales fluviales trenzados, amplios y de escasa profundidad, por donde circularían flujos energéticos que formarían dunas arenosas de 3-dimensiones.

Foreset

Está formado por la alternancia de capas de arenisca carbonosa (facies 2-7), de hasta 40 cm de espesor, y de limolitas (facies 8), de 1-7 cm de espesor. Las capas de arenisca del *foreset* son aproximadamente paralelas, si bien algunas capas de la parte superior muestran acuñamientos; su espesor disminuye progresivamente de la parte superior del *foreset* (40-10 cm) a la inferior (< 10 cm). La bioturbación, en ocasiones importante, consiste en *Ophiomorpha* sp. y en *Dactyloidites ottoii* (Geinitz), que aparece única y característicamente en los depósitos del *foreset*. Las facies del *foreset* son (Fig. 3):

Facies 2. Areniscas con laminación paralela: Es la facies dominante. Son areniscas de grano medio-fino con láminas paralelas a los límites de capas. Cada lámina, de

0'3-1'5 cm de espesor, muestra típicamente gradación inversa. Se interpretan como depositadas a partir de *traction carpets* a la base de flujos supercríticos de alta densidad (Lowe, 1982).

Facies 3. Areniscas con *backsets*: Son de grano medio-grueso y muestran estratificación cruzada planar dirigida pendiente arriba (N86E), o *backsets*, de hasta 18 cm de espesor, que habitualmente rellenan surcos erosivos dirigidos pendiente abajo (N264E). Las láminas más jóvenes del *backset* muestran ocasionalmente una progresiva disminución de la pendiente hasta pasar gradualmente a láminas paralelas (facies 2). Se interpretan como depósitos formados por la migración de antidunas pendiente arriba, bajo condiciones de flujo supercrítico. Por otra parte, la sucesión de surco erosivo-*backset*-laminación paralela sería equivalente a la sucesión *chutes* y *pools*-antiduna-lecho plano formada por el debilitamiento progresivo de flujos supercríticos (p. ej. Leeder, 1982).

Facies 4. Areniscas masivas: Son areniscas de grano grueso dispuestas en capas de base y techo netos, no mostrando orga-

nización ni estructura interna alguna. En un caso, constituyen el relleno lenticular uniepisdico de un canal fuertemente erosivo de 1 m de alto y 3 m de ancho, dirigido pendiente abajo (N263E) y localizado en la parte baja del *foreset*. Se habrían formado por flujos gravitatorios de avalancha (s. l.), quizás *debris flows* no cohesivos (p. ej. Nemeč et al., 1988).

Facies 5. Capas contorsionadas: Constituyen pliegues armónicos suaves (ángulo entre flancos: 140°) y simétricos, de ejes (N229E) subparalelos a la dirección del *foreset*, y desarrollados en la parte superior de éste. El espesor máximo de serie afectada es de 1'2 m. Se habrían formado por pequeños movimientos (*creep*?) pendiente abajo de una masa coherente sin llegar a despegarse de las capas infrayacentes. Estructuras similares a ésta (y quizás a la de la facies 7) serían las "crestas compresivas" observadas en taludes deltaicos actuales de fuerte pendiente (p. ej. Nemeč, 1990).

Facies 6. *Slumps*: Constituyen cuerpos de hasta 0'5 m de espesor compuestos por fragmentos de capas de arenisca y limolitas plegadas intensamente. Descansan sobre

una superficie erosiva que pendiente arriba (parte superior del *foreset*) conecta con la cicatriz de *slump*. Corresponden al flujo gravitatorio de una masa coherente del frente del delta y su consiguiente deformación interna.

Facies 7. Deslizamientos imbricados: Son capas de areniscas imbricadas, sin deformación interna y limitadas por fallas o bandas de cizalla buzantes pendiente arriba. Se disponen en la parte superior del *foreset* y alcanzan espesores de 23 cm. Corresponden al depósito por apilamiento de láminas coherentes deslizadas pendiente abajo.

Facies 8. Limolitas: Se disponen en capas planoparalelas generalmente de 1-7 cm de espesor, con laminación paralela difusa y abundantes restos vegetales. Constituyen depósitos formados por la decantación tranquila del sedimento en suspensión en etapas de condiciones "normales", dominantes en el tiempo.

Bottomset

Se compone de capas planoparalelas de unos pocos centímetros de espesor y gran continuidad lateral, formadas principalmente por limolitas de la facies 8. Además, se encuentran otras facies arenosas (Fig. 3):

Facies 9. Areniscas gradadas: Son de grano medio-fino y se disponen en capas planoparalelas de 5-10 cm de espesor, de base ligeramente erosiva y techo gradacional. Internamente desarrollan gradación normal, similar a las divisiones Ta de Bouma o S3 de Lowe (1982). Se interpretan como depósitos correspondientes a flujos turbidíticos de baja densidad (Lowe, 1982).

Facies 10. Areniscas lenticulares: Son de grano medio-groeso, dispuestas en cuerpos lenticulares erosivos de base cóncava hacia arriba y techo plano. Aparecen en la parte superior del *bottomset*, y presentan espesores máximos de hasta 0,65 m y anchuras decamétricas. Transversalmente al flujo muestran estratificación cruzada monticular (convexa hacia arriba) expansiva que abarca la totalidad del cuerpo. Se interpretan como la terminación de canales o *chutes* laxos rellenos por lóbulos arenosos expansivos. Se han descrito ejemplos holocenos similares en fan deltas de fuerte pendiente (p. ej. Postma y Cruickshank, 1988).

Modelo sedimentario

El delta tipo Gilbert descrito, de polaridad oeste (N281E), se construyó y desarrolló por la acumulación de arena y limo en la terminación hacia el mar de canales fluviales trenzados (facies 1), desarrollados en la

llanura deltaica (*topset*). A través de estos canales, el sedimento se habría derramado directamente sobre la parte alta del frente deltaico (*foreset*). La alta tasa de sedimentación, las aguas marinas tranquilas y la posible existencia de un fuerte gradiente de origen tectónico, permitieron la creación de una importante pendiente deposicional (28°) en la parte superior del frente. En momentos de avenida fluvial, el sedimento arenoso se habría depositado principalmente en la mitad superior del frente, a través de flujos supercríticos de gran energía y densidad, debilitándose progresivamente en el tiempo y espacio (facies 3 y 2, respectivamente), así como mediante flujos arenosos (facies 4). Mientras, hacia la parte baja del frente y en el prodelta, los flujos serían progresivamente más débiles; el sedimento, más fino y delgado, se habría depositado mediante flujos arenosos distales (facies 4), corrientes turbidíticas diluidas (facies 9) y, sobre todo en el prodelta, por decantación del limo en suspensión (facies 8). En momentos "normales" de menor energía, dominantes en el tiempo, la carga fluvial limosa se habría extendido por suspensión (flujo hipopícnico), originándose un recurrimiento limolítico por todo el frente y el prodelta.

La desestabilización de los depósitos de la parte superior del frente, con pendientes próximas al ángulo de reposo, habría provocado la creación de flujos gravitatorios, tales como *slumps*, imbricación de capas y contorneamiento de sedimento (facies 6, 7 y 5, respectivamente), que transportarían material hacia posiciones inferiores. Por otra parte, el frente habría estado surcado por *chutes* erosivos de hasta 1 m de profundidad dirigidos pendiente abajo y originados posiblemente por corrientes erosivas competentes en régimen supercrítico, coincidiendo con momentos de avenidas excepcionales. Estos canales, progresivamente más someros y anchos a medida que disminuía la pendiente deposicional, habrían canalizado sedimento arenoso que se depositaría en el prodelta a modo de lóbulos expansivos (facies 10).

La paleobatimetría del fondo marino en el área del afloramiento habría sido de unos 7 m, calculada por seguimiento de capas desde el límite *topset-foreset* hasta el *bottomset* (Fig. 3). La práctica ausencia de rasgos de retrabajamiento por oleaje o mareas en los depósitos del delta, permite clasificarlo como de dominio fluvial. El área de Laga habría constituido un ambiente marino de aguas tranquilas, a modo de una bahía protegida del mar abierto (situado al SW).

El origen del delta aquí descrito habría estado relacionado con el tectonismo sin-sedimentario, hecho frecuente en este tipo de deltas (p. ej. Colella, 1988). En concreto, el ascenso relativo del nivel del mar en 1 m (o ascenso del nivel de base), deducido de la agradación del *topset*, sugiere, más que un ascenso eustático, un hundimiento relativamente rápido por causas tectónicas. Este hundimiento se habría debido posiblemente al basculamiento hacia el oeste del área de Laga, tal como sugiere la polaridad del delta y el buzamiento de 5° en igual sentido de los depósitos del *bottomset*. Dicho basculamiento habría estado controlado, posiblemente, por la falla de Ibarrangelu (o por un sistema paralelo a ella) de dirección N-S, localizada 2 km al este; esta falla, interpretada como de desgarre, controló de forma importante la sedimentación del área durante el Aptiense-Albiense (Agirrezabala y García-Mondéjar, 1991; Agirrezabala, 1996).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos GV 121.310-0103/94 y UPV 121.310-EA028/95.

Referencias

- Agirrezabala, L.M. (1996): *Tesis Doctoral*. Euskal Herriko Unibertsitatea, Bilbo. 429 pp.
- Agirrezabala, L.M. y García-Mondéjar, J. (1991): *Geogaceta*, 10: 62-65
- Colella, A. (1988): En: W. Nemeč y R.J. Steel (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son, Glasgow.: 50-74
- Gilbert, G.K. (1885): *Ann. Rept., U.S. Geol. Surv.*, 5: 69-123
- Leeder, M.R. (1982): *Sedimentology. Process and Product*. Chapman & Hall, London. 344 pp.
- Lowe, D.R. (1982): *Jour. Sedim. Petrol.*, 52: 279-297
- Mitchum, R.M., Vail, P.A. y Sangree, J.B. (1977): *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 26: 117-133
- Nemeč, W. (1990): *Int. Assoc. Sediment., Spec. Public.*, 10: 29-73
- Nemeč, W., Steel, R.J., Gjelberg, J., Collinson, J.D., Prestholm, E. y Øxnevad, I.E. (1988): *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 72 (4): 454-476
- Postma y Cruickshank (1988): En: W. Nemeč y R.J. Steel (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son, Glasgow.: 144-157