

# Dinámica de los canales submarinos del talud y el glacis continentales del Ebro (Mediterráneo-noroccidental) a partir de imágenes acústicas de alta resolución

*Sedimentary dynamics of the submarine channels on the Ebro continental slope and base-of-slope (NW Mediterranean Sea) as revealed by HR acoustic imagery*

M. Canals (\*), B. Alonso (\*\*), G. Ercilla (\*\*), M. Farrán (\*\*), J. Sorribas (\*), J. Baraza (\*\*), A. M. Calafat (\*), J.L. Casamor (\*), F. Estrada (\*\*), D. Masson (\*\*\*), F. Pérez-Belzuz (\*\*), M.J. Prieto (\*) y P. Rojo (\*)

UA Geociencias Marinas CSIC-UB

(\*) GRQ Geociencias Marinas, Dept. Geología Dinámica, Geofísica i P., Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, E-08071 Barcelona

(\*\*) Dept. Geología Marina y Oceanografía Física, Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Paseo Joan de Borbo s/n, E-08039 Barcelona

(\*\*\*) Southampton Oceanography Centre, Empress Dock, Southampton SO14 3ZH, Reino Unido

## ABSTRACT

*A comprehensive data set of the seafloor relief and superficial sedimentary cover on the Ebro progradational continental slope, NW Mediterranean Sea, reveals that its Late Quaternary building results from complex interrelationships between processes ranging from channel abandonment to incision of inner minor courses, from retrogressive erosion and channel capture to levee cutting and new channel opening, from channel wall sliding to shelf-edge and channel spillover. These processes succeed ones to the others both in time and space conforming a cannibalistic frame where the balance between destructive and constructive processes is finally favourable to the last. They result in the formation of the channel-levee complexes characteristic of the Ebro continental slope and base-of-slope*

**Key words:** turbiditic channels, channel-leve complexes, meanders, sedimentary processes, HR acoustic methods, Ebro margin

*Geogaceta*, 20 (2) (1996), 363-366  
ISSN: 0213683X

## Introducción

Es bien conocido que los sistemas de cañones y canales submarinos constituyen auténticas redes de drenaje sedimentario de los márgenes continentales. Cañones y canales submarinos forman, además, sistemas jerarquizados con tributarios, colectores y distributarios de distintos órdenes. Los tributarios de menor entidad, a lo sumo con unas pocas decenas de km de recorrido, suelen concentrarse en el talud superior y medio, más allá del borde de la plataforma continental. Los canales distributarios alcanzan su máxima expresión al pie del talud y en el glacis continentales, donde vertebran y alimentan sistemas deposicionales profundos, desde los grandes abanicos sedimentarios hasta los complejos de canal-levé, de desarrollo más limitado. Una característica común a estos sistemas es que los canales, flanqueados por levés, se instalan en las partes más altas de los edificios sedimentarios. Los flujos de densidad, que circulan a lo largo de los canales, gobiernan por desbordamientos sucesivos la formación de sistemas turbidíticos. El número de distri-

butarios en cada sistema deposicional es muy variable y, además, puede cambiar a lo largo del tiempo. En casos extremos, podría haber un solo canal «distributivo», como al parecer ocurre en algunos sistemas de canal-levé. Un rasgo común a todos los distributarios es que tienden a estrecharse y a estar menos encajados a medida que ganan profundidad. La mayoría acaban difuminándose en el propio cuerpo sedimentario que contribuyen a edificar.

Por su parte, los cañones submarinos, con recorridos entre algunas decenas de km y varios centenares de km, enlazan los sistemas de tributarios del talud superior con los sistemas de distributarios del glacis continental. En la mayor parte de su recorrido, los cañones submarinos experimentan procesos de acarcavamiento en sus paredes (Farre *et al.*, 1983; Farre y Ryan, 1985), donde llegan a formarse auténticos campos de «badlands» submarinos (Alonso *et al.*, 1985; Canals, 1990). De la situación descrita resultan dos direcciones principales de aportes y transporte de materiales: una longitudinal y otra transversal. En sentido longitudinal circulan materiales atrapados en

las cabeceras de los cañones, que a menudo tienen forma de circo donde confluyen varios tributarios, y los materiales procedentes de "aguas arriba". En sentido transversal circulan los materiales procedentes de la desagregación de las paredes del propio cañón. Puede suceder que la acumulación de materiales en el eje de un cañón o de un canal acabe obstruyéndolo (McGregor, 1981; McGregor y Bennett, 1981; Canals, 1985). Este proceso ha sido citado como la causa de la rotura de levés en los tramos inferiores de cañones y en canales distributarios (Droz, 1983; Mear, 1984). La rotura de los levés puede determinar la formación de nuevos canales activos y el abandono de otros, que tenderán a desfigurarse y colmatarse progresivamente. En la boca de los canales neoformados tenderán a edificarse nuevos cuerpos turbidíticos profundos, como el neobanico del Ródano (Droz, 1983; Torres, 1995). Un tema que ha suscitado no pocas controversias, y que aún dista mucho de estar resuelto, es el de la edad de los cañones y canales submarinos o, si se prefiere, el "tempo" con que se suceden los episodios de

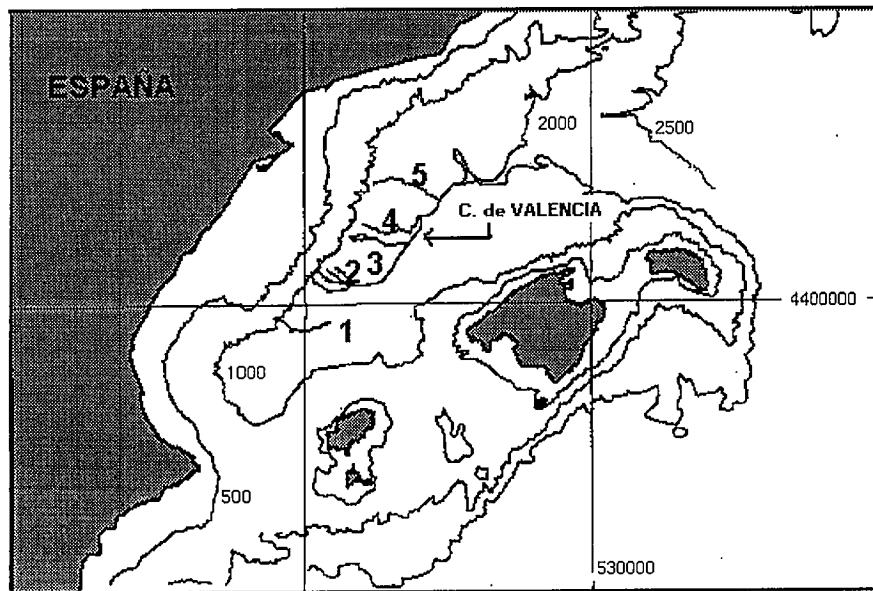


Fig. 1.- Situación de los cinco canales turbidíticos descritos en el texto.

Fig. 1. - Location of the five turbidite channels in the Ebro continental slope and base-of-slope.

erosión y encajamiento, abandono y colmatación, rotura de levés y formación de cuerpos sedimentarios. Para aproximarse a una respuesta satisfactoria, puede ser de inestimable ayuda obtener un conocimiento detallado de la dinámica actual y subactual de los sistemas de cañones y canales submarinos. Y para ello, a su vez, la obtención de imágenes de alta resolución de tales sistemas se está revelando como un instrumento de gran utilidad.

**Procedencia de los datos**

La descripción de las características morfosedimentarias de los canales turbidíticos del talud y el glacis continentales del Ebro se efectúa a partir de datos obtenidos en la campaña BIG 95, en Mayo-Junio de 1995, a bordo del BIO Hespérides (Canals *et al.*, 1995). Dichos datos consisten en: (1) Cartografía de multihaz, con cobertura total, mediante la sonda EM-12S de Simrad, que recubre lateralmente en cada pasada hasta 3,5 veces la profundidad de agua. La resolución obtenida es de 2 m, tanto vertical como horizontalmente; (2) Imágenes sombreadas del relieve en falso color, derivadas de los datos de multihaz, y obtenidas directamente a bordo mediante el programa MERLIN; (3) Imágenes de reflectividad del fondo marino, obtenidas a partir del sistema de sonar de barrido lateral incorporado a la sonda EM-12S; (4) Perfiles sísmicos de sonda paramétrica TOPAS-BPS, de muy alta resolución (2 m), paralelos al haz central de los barridos de multihaz, obtenidas simultáneamente a los mismos; (5) Imágenes de sonar inmerso de barrido lateral

TOBI, que proporciona barridos de 6 km de anchura sobre el fondo, en cada pasada; (6) Perfiles sísmicos de reflexión de muy alta resolución, de 7,5 kHz, paralelos al haz central de los barridos de TOBI, obtenidos simultáneamente a los mismos.

**Descripción de los canales turbidíticos**

Los datos obtenidos permiten identificar y obtener las características geométricas de cinco canales turbidíticos, numerados del 1 al 5, de Sur a Norte (Fig. 1).

*El Canal 1*, de 47 km de longitud, aproximadamente, se estrecha desde 900 m a 300 m a medida que se va encajando curso abajo. Simultáneamente, su perfil transversal cambia de una forma en V a otra en U. La asimetría de sus vertientes es también una característica del mismo. El Canal 1 tiene un trazado meandriforme, con un índice de sinuosidad variable a lo largo de su recorrido, desde 1,71 en el tramo superior (800-1100 m) hasta 1,12 en el tramo inferior (1100-1400 m). Hacia los 1200 m de profundidad se identifica un meandro abandonado ("ox-bow"), con un diámetro de 1,2 km, perfil transversal en U, y un relieve entre 50 m (margen oeste) y 90 m (margen este) (Fig. 2). Las imágenes del TOBI revelan la existencia de un curso menor, de 300 m de ancho, encajado dentro del curso mayor, así como diversas zonas con "sand waves", pequeñas cicatrices semicirculares sobretodo en la cara interna de la pared izquierda del canal, algunas terrazas entre los cursos mayor y menor, y una morfología de tipo "badland" en las paredes internas del curso mayor. Las facies sísmicas varían a lo largo del canal, desde

estratificadas típicas de talud en el extremo oeste hasta opacas, tanto en los canales como los diques. Esta última circunstancia sugiere que los materiales que constituyen el lecho de este canal son de naturaleza arenosa.

*El Canal 2*, se forma a unos 1600 m de profundidad como consecuencia de la unión de cuatro canales tributarios con una longitud aproximada de 20 km cada uno. Curso abajo del punto de confluencia, el trazado del Canal 2 deviene ligeramente sinuoso y tributa en el Canal de Valencia.

*El Canal 3*, formado por la confluencia de dos pequeños canales, presenta unas anchuras máximas de unos 2 km entre las crestas de los diques, y de 600 m en el fondo del propio canal. El brazo meridional, de unos 1,2 km de ancho, está apreciablemente colmatado y, por tanto, no debe ser activo. El brazo septentrional, con una achura de 0,8 km y con fondo plano, esta ligeramente más encajado. El Canal 3 tiene 52 km de longitud y su curso es ligeramente meandriforme. La pared oeste alcanza 80 m de altura, mientras que la pared este no supera los 30 m. El perfil de 7,5 kHz muestra, hacia 1350 m de profundidad, una terraza interna y un fondo plano.

*El Canal 4*, con un perfil transversal en U y un trazado ligeramente sinuoso, está prácticamente colmatado a lo largo de sus 50km de recorrido. El tramo inferior de este canal se inflexiona hacia el SW-NE, adoptando un trazado paralelo al eje del Canal de Valencia (Alonso *et al.*, 1985).

*El Canal 5*, mide entre 1 y 1,5km de ancho y tiende a estrecharse talud abajo. El rasgo más significativo que se observa en sus paredes internas son unos escarpes en forma de media luna, de hasta 1km de diámetro, atribuidos a cicatrices de deslizamiento. El fondo de este canal es plano y las paredes tienen una morfología de tipo "badland", con bloques deslizados a favor de las cicatrices semicirculares. Presenta, además, un curso interior muy meandriforme. Este canal, aproximadamente a mitad de su recorrido, a unos 1650 m de profundidad, y a unos N 40°30 y E 01°50, cambia de dirección media, de W-E a NW-SE, y de nuevo de W-E. El tramo de NW-SE, de unos centenares de metros de recorrido, es sensiblemente más estrecho que los tramos principales, de dirección W-E y, además, su trazado es marcadamente meandriforme. Por otra parte, en su confluencia con el Canal de Valencia, el Canal 5 muestra un encajamiento muy manifiesto.

El colector principal de los aporte sedimentarios que circulan a través del talud y el glacis continentales del Ebro y de sus canales está representado por el Canal de Valencia, de dirección SW-NE. La cabecera del Canal de Valencia se forma de manera difusa, a medida que los canales del talud y el glacis continentales del Ebro van confluyendo hacia el eje de la

Depresión de Valencia (Alonso *et al.*, 1995). De hecho, estrictamente en el área de cabecera del Canal de Valencia, las imágenes de reflectividad del fondo marino muestran una «cola de caballo» cuyos hilos son canales poco encajados que convergen.

### Discusión

El carácter meandriforme de los canales turbidíficos del talud y el glacis continentales del Ebro constituye uno de los rasgos más significativos del margen del Ebro. Los meandros pueden tener un origen sedimentario o estructural (Greene *et al.*, 1991; Cronin *et al.*, 1995). Para que se forme un meandro sedimentario debe haber un determinado estado de equilibrio entre la pendiente, el caudal, la carga sedimentaria y la resistencia a la erosión del cauce. En este caso, los conceptos de "caudal" y "carga sedimentaria" deben aplicarse a las corrientes de turbidez que, como flujos de densidad que son, circulan a lo largo de los canales a favor de la pendiente. Durante largo tiempo se creyó erróneamente que los meandros sólo se formaban con pendientes muy débiles (Schumm, 1981; Clark *et al.*, 1992) y que la formación de un meandro estaba relacionada con la impotencia de la corriente. En realidad, un meandro constituye una forma de excavación o de equilibrio, y no de colmatación.

En el talud y el glacis continentales del Ebro, los canales turbidíficos 1, 3, 5 forman meandros. Un meandro, lo mismo que una sinuosidad, tiende a exagerarse con el tiempo hasta dar lugar, eventualmente, al corte y abandono de las curvas más acentuadas. Este es el proceso que ha tenido lugar en el Canal 1, donde los flujos de densidad han ido excavado el margen concavo del meandro. En el margen convexo, el flujo se ralentiza y abandona parte de su carga. De esta manera la curvatura del meandro se acentúa hasta su estrangulación, formándose así un meandro abandonado (Fig. 2). Por otra parte, la presencia de canales altamente meandriformes puede ser evaluada en términos de naturaleza, volumen y frecuencia de los flujos de densidad, elementos todos ellos que deben tenerse en cuenta para explicar la formación, el mantenimiento y la modificación de sistemas de canales sinuosos (Flood y Damuth, 1987; Damuth *et al.*, 1988).

Otro rasgo destacable en los canales turbidíficos del talud y glacis continentales del Ebro es la presencia de terrazas internas. Durante el proceso de excavación y acentuación de la curvatura del meandro, los flujos de densidad se encajan cada vez más, en fases sucesivas. De ello resulta un perfil transversal aterrazado en el margen convexo.

La sucesión de ciclos de excavación/relleno/reexcavación o, simplemente, de procesos de encajamiento en el interior de los canales

del talud y el glacis del Ebro, se pone de manifiesto por la presencia de cursos menores internos, denominados "thalwegs". En sistemas fluviales, este encajamiento se ha relacionado con la disminución de la resistencia del material a la erosión y con un aumento de la fuerza erosiva de los flujos que circulan por el canal (Schumm *et al.*, 1984). Cabe pensar que, en general, en los cauces donde circulan flujos de densidad la capacidad erosiva resulta favorecida por la constricción del flujo, la disminución de la concentración de sedimento en el flujo, el aumento de la pendiente, y el incremento del caudal del propio flujo (Schumm *et al.*, 1984).

Hasta la campaña BIG 95, las cicatrices semicirculares en paredes de canal sólo habían sido descritas en el valle submarino del Pequeño Ródano (Bellaiche *et al.*, 1986; O'Connell *et al.*, 1991). En los canales turbidíficos 1 y 5 del talud y el glacis continentales del Ebro los procesos de erosión de las paredes dan lugar a numerosas y pequeñas cárcavas submarinas. Tanto en canales fluviales como submarinos (O'Connell *et al.*, 1991), las cárcavas constituyen un rasgo común que favorece el retroceso de las paredes de los canales, particularmente cuando estas tienen pendientes elevadas. Por otra parte, la presencia de fragmentos coherentes en el lecho del "thalweg" sugiere por sí misma la existencia de procesos de inestabilidad sedimentaria que originan el transporte de material procedente de la paredes de los canales.

Queremos destacar también el carácter colgado del Canal 4, 100 metros por encima del lecho del Canal de Valencia en la confluencia de ambos. Este rasgo puede atribuirse a una pérdida muy notable de la actividad erosiva en este canal, que tiende a colmarse (Alonso *et al.*, 1990). En contraste, la actividad erosiva del Canal de Valencia habría sido muy apreciable, dando lugar a la excavación de su lecho y contribuyendo, en definitiva, a crear el salto morfológico señalado. Un hecho que apoya esta interpretación es que otros dos canales próximos, los canales 3 y 5, tributan directamente al Canal de Valencia sin salto morfológico destacable. El contraste se explica porque los canales 3 y 5 son activos en la actualidad mientras que el Canal 4 no lo es, interpretación apoyada además tanto en los perfiles del TOBI como en estudios sísmicos y sedimentológicos anteriores (Alonso *et al.*, 1991). Ello habría permitido que, en su evolución morfosedimentaria, los canales 3 y 5 fueran ajustándose a las variaciones del nivel del base, constituido en este caso por el eje del Canal de Valencia.

Por su parte, el cambio de dirección descrito en el Canal 5 ilustra probablemente un caso de captura submarina de canales. En efecto, en las imágenes sombreadas del relieve

en falso color, y en los propios mapas batimétricos, se aprecia claramente el curso superior, parcialmente colmatado, del canal abandonado, así como el curso de captura que corresponde al tramo meandriforme de dirección NW-SE descrito con anterioridad. De este modo, enlazan un canal que hasta el proceso de captura no tenía salida hasta el Canal de Valencia, y el curso inferior, ahora reactivado, de un canal más antiguo y que hasta que no se produjo la captura tendía a colmarse. Las imágenes indican que la continuación del proceso de captura podría conducir al estrangulamiento del propio curso de captura y a la unión directa de los dos canales principales. El encajamiento del Canal 5 en su confluencia con el Canal de Valencia, atribuible a erosión retrógrava, evidencia también una reactivación sedimentaria patente de este sistema.

Consideradas en su conjunto, las características morfosedimentarias del talud y el glacis continentales del Ebro, así como la geometría de los elementos individuales que lo conforman (canales turbidíficos, complejos de canal-levé) y los procesos sedimentarios que en él se concitan, están sin duda ligados a la evolución y a la progradación de la propia plataforma del Ebro. El hecho de que los cauces que atraviesan el talud sean cañones de corto recorrido que pasan a canales turbidíficos pendiente abajo, y los procesos de canibalización detectados, indican que los desbordamientos de borde de plataforma constituyen el modo dominante en la transferencia de materiales hacia el eje de la Depresión de Valencia. Así, cada par cañón-canal sería activo sólo cuando se produjeran desbordamientos locales en el segmento correspondiente del borde de plataforma.

En este caso, en el concepto de «desbordamiento de borde de plataforma» se incluyen los deslizamientos favorecidos por la disposición inclinada hacia el talud de las clinoformas progradantes de plataforma. La migración de las desembocaduras deltaicas, bien conocida desde Maldonado (1972) ejercería, sin duda, una influencia significativa sobre la propia migración a lo largo del talud de los sistemas cañón-canal activos en cada intervalo de tiempo. Otros factores a tener en cuenta por su participación en el gobierno de la dinámica sedimentaria del talud del Ebro son las variaciones en la textura y el volumen de los aportes, las fluctuaciones del nivel relativo del mar, la fisiografía del margen y la circulación, muy influenciada por la Corriente del Norte y por levantes ocasionales.

### Conclusiones

Los sistemas de batimetría de multihaz y los subproductos que permiten obtener (como imágenes sombreadas del relieve, e

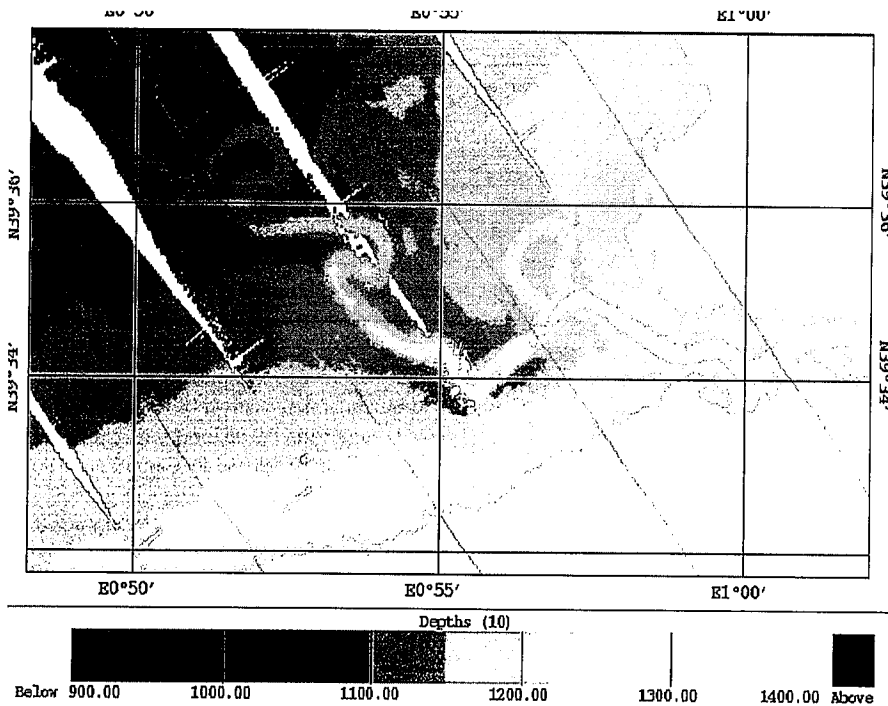


Fig. 2.- Detalle de un tramo del Canal 1, donde se aprecia un meandro abandonado.

Fig. 2.- Segment of the meandering Chanel 1, with an ox-bow

imágenes de reflectividad del fondo marino) son extraordinariamente útiles para la comprensión de la dinámica sedimentaria submarina.

El área investigada en el talud y el glacis continentales del Ebro está surcada por cinco canales turbidíficos principales. Uno de ellos (Canal 1) muere al llegar al glacis continental, y los restantes (canales 2 al 5) continúan o enlazan con otros cauces submarinos hasta el Canal de Valencia, de dirección SW-NE, que ocupa el eje de la depresión homónima.

En el conjunto de datos obtenidos se reconocen, asimismo, muchos otros canales turbidíficos total o parcialmente colmatados y, en ocasiones, canibalizados por canales más jóvenes. Los procesos de canibalización recurrente, ligados a deslizamientos, al abandono de canales y a la apertura de nuevos cauces parecen constituir la norma en la edificación del talud y el glacis continentales del

Ebro, donde localmente los procesos destructivos (erosivos) alternan con los constructivos, con dominio final de estos últimos.

En el actual lecho marino de la área investigada existen trazas evidentes de fenómenos de abandono de canales y meandros, rotura de levés, deslizamientos de los bordes de los canales turbidíficos, erosión retrogresiva y captura de canales, excavación de cursos menores internos, y desbordamiento masivos de canales, los cuales, como se pone de manifiesto por su carácter eminentemente superficial, se han sucedido en los últimos milenios.

**Agradecimientos**

Este estudio se ha realizado en el marco de los proyectos BIG 95 (Ref: AMB94/706-C02) financiado por la CICYT, EUROMAR-GE-NB del Programa MAST II de la UE (ref.

MAS2-CT93-0053), y EASS del Programa "Human Capital and Mobility Programme" de la UE. El GRQ de la Universidad de Barcelona ha recibido, asimismo, el apoyo de la CIRIT de la Generalitat de Catalunya (ref. GRQ 94/95-1026).

**Referencias**

Alonso *et al.*, (1985). *Geo-Marine Letters*, 5: 141-148.  
 Alonso *et al.*, (1990). *Mar. Geol.*, 95: 313-331.  
 Alonso *et al.*, (1991). *AAPG*, 75 (7): 1195-1214.  
 Alonso *et al.*, (1995). *Mar. Geophys. Res.* 17: 469-489.  
 Bellaiche *et al.*, (1986). *Deep-sea Research*, 33: 973-980.  
 Canals (1985). *Tesis Doctoral*. Univ. Barcelona, 618 p. (no publ.)  
 Canals (1990). In Monaco y Soyer: *Rapport de Mission Cyaneco 3* (no publ.).  
 Canals *et al.*, (1995). Estudio oceanográfico multidisciplinar del Mar Catalano-Balear. *Informe de la campaña BIG 95*, 94 p. (no publ.).  
 Clark *et al.*, (1992). *Geology*, 20: 633-636.  
 Cronin *et al.*, (1995). *Atlas of Deep Water Environments* (Pickering *et al.*, eds): 84-88.  
 Damuth *et al.*, (1988). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72: 885-991.  
 Droz (1983). *Tesis 3er ciclo*. Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 195 p.  
 Farre *et al.* (1983). *SEPM Sp. Publ.* 33: 25-39.  
 Farre y Ryan (1985). *AAPG Bull.*, 69 (6): 923-932.  
 Flood y Damuth (1987). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98: 728-738.  
 Greene *et al.*, (1991). *SEPM Sp. Publ.*, 46: 231-248.  
 Maldonado (1972). *Tesis Doctoral*, Univ. Barcelona, 480 p.  
 Mear (1984). *Tesis 3er ciclo*. Univ. Perpignan, 214 p.  
 McGregor (1981). *Geology*, 9: 254-257.  
 McGregor y Bennett (1981). *Sed. Geol.*, 30: 213-234.  
 O'Connell *et al.*, (1991). *SEPM Sp. Publ.*, 46: 279-270.  
 Chumm *et al.*, (1984). *Water Res. Publ.*, 200 p.  
 Torres (1995). *Tesis Doctoral*. Univ. Barcelona, 329 p.