EL CANAL DE VALENCIA (Mediterraneo Noroccidental)

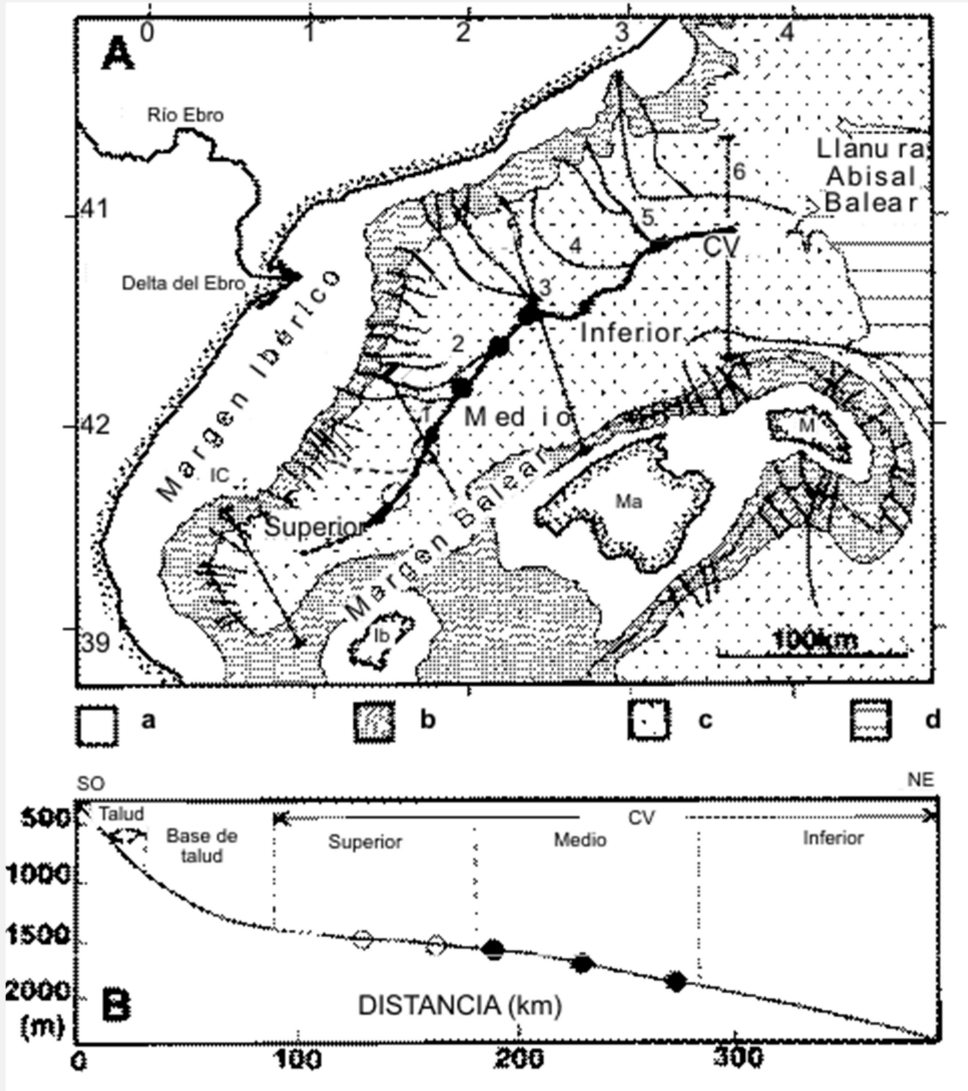
EVOLUCIÓN DURANTE EL PLIO-CUATERNARIO

Alonso, B., M. Canals y A. Palanques. (2000). El Canal Medio-Oceánico de Valencia (Mediterráneo Noroccidental):procesos sedimentarios y evolución durante el Plio-cuaternario. En Valles submarinos y sistemas turbidíticos modernos (Belén Alonso y Gemma Ercilla, eds.), CSIC, Barcelona, 2000, p. 229-250.

Alonso, B., Canals, M., Palanques, A., Rehault, J.P., 1995. A deep-sea cha-nnel in the northwestern Mediterranean Sea: Morphosedimentary evolution of the surroundings. Mar. Geophy. Res. 17, 469-484.

El Canal de Valencia, con 400 km de longitud, ocupa el eje de la Fosa de Valencia, en el Mediterráneo NorOccidental. El estudio de la morfología y estructura sedimentaria del Canal de Valencia y áreas adyacentes, realizado a partir de diferentes técnicas acústicas con distinta resolución (sonda multi-haz, sonar de barrido lateral y perfiles de sísmica), permite diferenciar tres sectores (superior, medio e inferior) de SO a NE así como depósitos relacionados con transporte en masa.

Fig. 1. Características morfosedimentarias de la Fosa de Valencia y del Canal de Valencia: A) Elementos fisiográficos principales y valles submarinos tributarios del Canal de Valencia, enumerados del 1 al 6; B Variaciones del gradiente a lo largo del Canal de Valencia (CV). Leyenda: 1:Canl de Oropesa; 2: Canl de Hirta; 3: Cañón del Foix; 4: Cañón del Llobregat; 5: Cañón de Arenys y 6: Cañón de Blanes. a) plataforma continental; b) talud;c) base del talud; d) Llanura abisal; IC i. Columbretes.



Cada sector se caracteriza por una morfología y unos rasgos fisiográficos determinados. Desde el punto de vista de la estructura sedimentaria se identifican las secuencias del Plioceno, del Cuaternario inferior y del Cuaternario superior, limitadas en su base por los reflectores sísmicos M, G y R, respectivamente. El estudio de la naturaleza sedimentaria de los depósitos Plio-Cuaternarios acumulados en el Canal de Valencia, en base a testigos de sedimento y con el sondeo DSDP 122, indica que la sedimentación es terrígena y de origen turbidítico. Esta naturaleza es similar a los depósitos más recientes del Canal de Valencia constituidos por arenas bien clasificadas con intercalaciones de los términos Tb-Te y Tc-Te de la secuencia de Bouma, que llegan a alcanzar un

mínimo de 2 m de espesor.

Durante el Plio-Cuaternario, en el Canal de Valencia se identifica un mínimo de cuatro fases de erosión y relleno en su curso inferior evidenciadas en los perfiles de sísmica. El estudio de testigos de sedimento permite interpretar la existencia de corrientes de turbidez en la evolución reciente del Canal de Valencia. Otros procesos sedimentarios que han jugado también un importante papel en la formación, mantenimiento y encajamiento del Canal de Valencia son los procesos de transporte en masa y de erosión retrogresiva asociada, controlados por fluctuaciones en el aporte sedimentario y por cambios del nivel del mar. Además de estos factores de control, se atribuyen a un control tectónico los cambios de dirección del Canal de Valencia que se observan en distintos sectores del mismo. Dicho control tectónico ha jugado también un importante papel en el rejuvenecimiento de dicho canal.

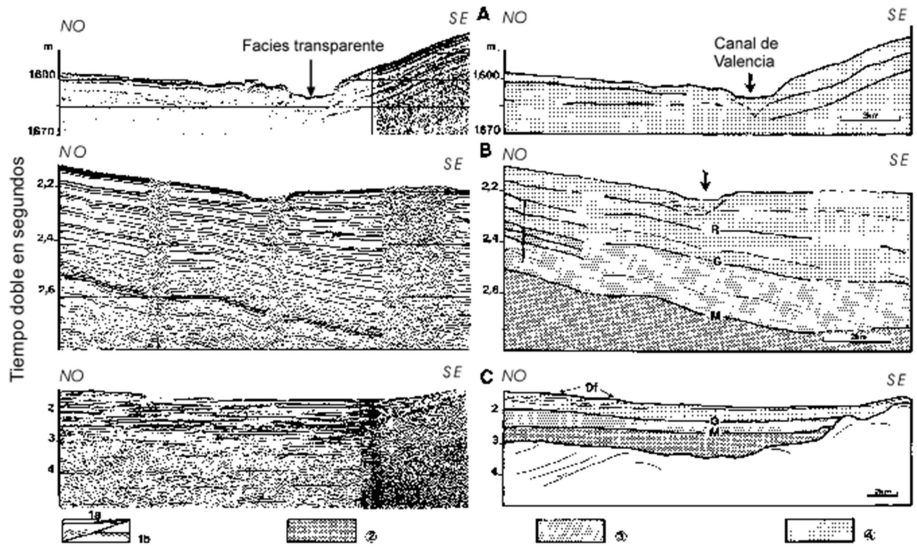


Fig. 2 Características morfosedimentarias y estructura sedimentaria del curso superior del Canal de Valencia: A) Perfil sísmico monocanal de 3,5 kHz; B) Perfil sísmico monocanal de cañón de aire; y C) Perfil sísmico de multicanal. Obsérvese el carácter sísmico transparente de los depósitos de relleno de Canal de Valencia reconocido en el perfil sísmico de 3,5 kHz. Leyenda: M, reflector sísmico correspondiente al techo del Mesiniense; G, reflector sísmico correspondiente a la base del Cuaternario inferior; R, reflector sísmico correspondiente a la base del Cuaternario superior; 1a , rocas pre-Terciario; 1b, basamento acústico; 2, depósitos del Mioceno; 3, depósitos del Plioceno; 4, depósitos del Cuaternario; Df, depósitos de flujo en masa. Las flechas negras indican la localización del actual Canal de Valencia.

Origen, procesos y factores de control

La mayoría de canales medio-oceánicos conocidos se han originado en los estadios iniciales de formación de las cuencas oceánicas donde se hallan. Ocupan posiciones centrales, según el eje de cada cuenca, paralelas a los márgenes continentales y actúan como colec-tores de sedimento desde los márgenes continentales hacia las llanuras profundas. De acuerdo con Carter (1988), la Fosa de Valencia junto con la Fosa de Bounty, en el Pacífico SO, constituyen los mejores ejemplos mo-dernos de canales medio-oceánicos en cuencas de rift-marginales. Ambos se relacionan con la creación de cuencas oceánicas que evolucionan a valles de rift abortados.

El primer evento que evi-dencia el encajamiento del Canal de Valencia parece haberse producido en condiciones subaéreas durante la crisis de salinidad del Mesiniense (Cita et al., 1978). No se han observado incisiones más antiguas en los perfiles de sísmica (Fig. 3). También, el origen de algunos cañones submarinos del Mediterráneo Noroccidental, como los del Pequeño-Ródano y Lacaze-Duthiers, ha sido situado en el Mesiniense (Got y Stanley, 1974; Lefevbre, 1980).

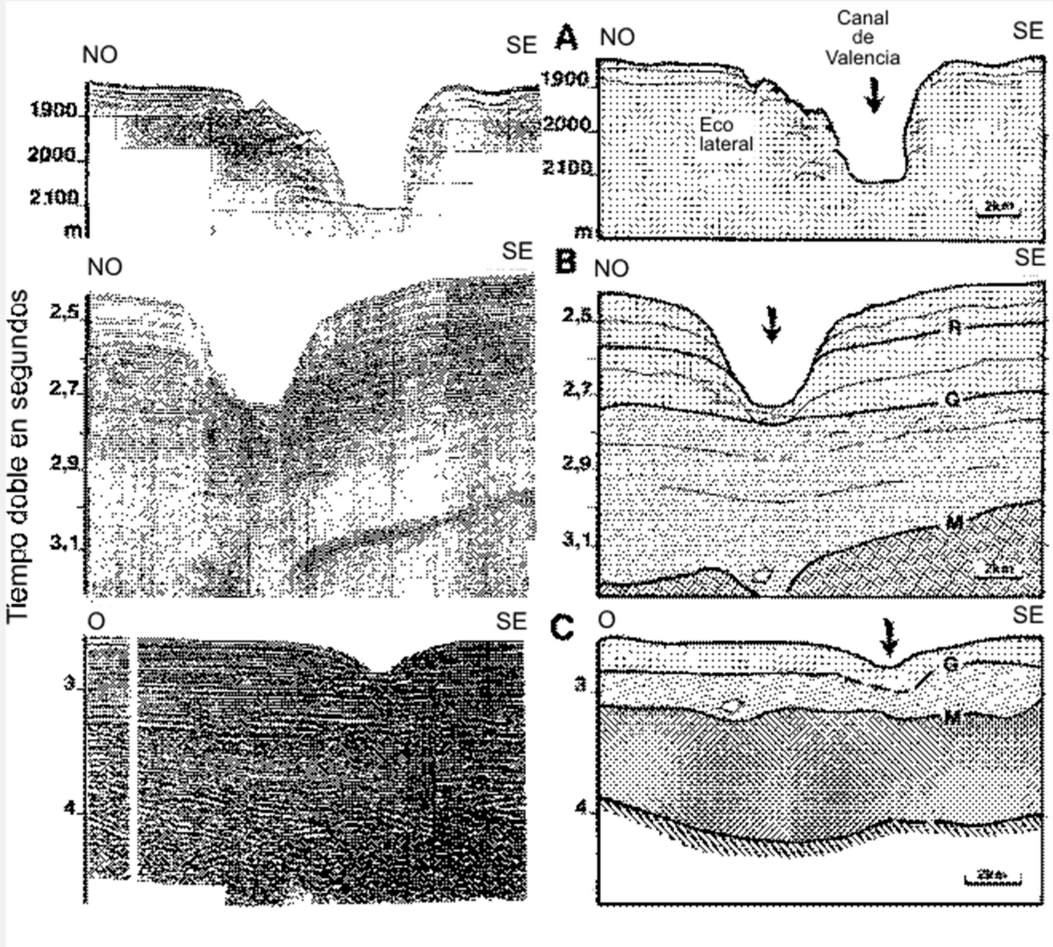


Fig. 3. Características morfosedimentarias y estructura sedimentaria del curso medio del Canal de Valencia: A) Perfil sísmico monocanal de 3,5 kHz; B) Perfil sísmico monocanal de "sparker"; y C) Perfil sísmico de multicanal. Leyenda en la Figura 2. Las flechas blancas indican la localización del paleocanal de Valencia.

El desarrollo del Canal de Valencia ha estado afectado por procesos erosivos/deposicionales durante el Plio-Cuaternario, dominando los procesos erosivos en los cursos superior y medio, y los procesos erosivos/deposicionales en el curso inferior del canal.

Los procesos erosivos dominantes que han contribuido al desarrollo del Canal de Valencia están representados principalmente por procesos de transporte en masa. Estos procesos se manifiestan de distintos modos, como la abundancia de cárcavas y pequeños cañones, la profusión de cicatrices y depósitos de deslizamiento y pliegues por reptación. El hecho de que estos procesos se localizan fundamentalmente en el curso superior del canal está en concordancia con las ideas propuesta por Farre et al., (1983) en cuanto al origen de los valles submarinos. Este autor considera que los mecanismos preponderantes en las fases iniciales de formación de valles submarinos son procesos de inestabilidad sedimentaria.

Además, el relleno sedimentario del curso superior del Canal de Valencia, que presenta un carácter sísmico transparente, pone en evidencia la existencia de procesos de transporte en masa en sus inmediaciones. Estos mecanismos también han sido citados como responsables de la formación de otros canales medio-oceánicos (Morgensteirn, 1967; Heezen et al., 1969; Griggs y Kulm, 1970; Lowe, 1979).

Por otra parte, el poder erosivo de las corrientes de turbidez podría haber contribuido también a la formación y desarrollo del Canal de Valencia evidenciado por la presencia de niveles limosos /arenosos turbidíticos en el fondo y en paredes del canal. El poder erosivo de estos flujos es apoyado por los estudios de los sedimentos recientes. Los flujos gravitativos de mayor energía, que han actuado en los diferentes valles y que han erosionado los márgenes del Canal de Valencia, son los flujos canalizados discontinuos, cuyos efectos erosivos y deposicionales pueden ser muy importantes. Entre éstos, cabe citar los flujos de gravas en los cañones del sector Norte del margen continental ibérico que aparentemente no alcanzan el Canal de Valencia. En el interior del Canal de Valencia actúan las corrientes de turbidez y flujos granulares, como lo revela la presencia de niveles potentes (250 cm) de arenas terrígenas con buena clasificación (arenas homógeneas) y

gravas en los fondo del Cañón de Blanes y del Cañón del Besós. Estas corrientes llegan a desbordar el canal y también pueden diluirse progresivamente aguas abajo por incorporación de agua, hasta contribuir a la formación de capas nefeloides (Piper, 1978). Las corrientes de turbidez son responsables de los depósitos turbidíticos en los que se pueden distinguir los términos basales de la secuencia de Bouma, de arenas bien clasificadas y limos gruesos (Ta-Tb-Tc) depositados principalmente en las paredes del canal y los términos pelíticos (Te) en el fondo de cuenca.

Los procesos de erosión /deposición en el curso inferior han sido responsables de las cuatro fases de erosión y relleno observadas en los perfiles de sísmica (Fig. 2). La intensidad de los procesos de transporte en masa y la erosión retrogresiva asociada han jugado un importante papel en la ciclicidad de los procesos de erosión y relleno durante el Plio-Cuaternario en el Canal de Valencia. Este ciclicidad ha sido relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar (Palanques et al., 1994). Según estos autores las fases más activas del desarrollo sedimentario del Canal de Valencia han tenido lugar durante los descensos del nivel del mar y las fases menos activas durante los últimos estadios de los periodos transgresivos y en los altos del nivel del mar. Durante los descensos y estadios de bajo nivel del mar, han predominado los procesos de erosión descritos en los parrafos anteriores, mientras que durante los estadios transgresivos y de alto nivel del mar, han actuado predominantemente los procesos deposicionales, contribuyendo al relleno del canal. Los estudios de los sedimentos recientes sugieren que en estos periodos de baja actividad habrían dominado los procesos en suspensión por capas nefeloides, por corrientes de turbidez de baja densidad (Baker, 1976), y por suspensiones hemipelágicas difusas. Los sedimentos hemipelágicos identificados han sido formados por un proceso continuo de depósito de materiales biógenos, fundamentalmente restos de organismos planctónicos, y terrígenos, cuyo principal agente de transporte es el viento, con la intermediación de capas nefeloides en ambos casos (Emery y Milliman, 1976).

Los cambios del nivel del mar acontecidos durante el Plio-Cuaternario habrían controlado también el aporte sedimento. El aporte de sedimento que procede principalmente del margen continental ibérico ha

sido transportado durante los descensos y mínimos relativos del nivel del mar. Durante estas épocas, los ríos de la Península Ibérica habrían aportado importantes volúmenes de sedimento directamente a la plataforma continental externa y al talud continental superior (Farrán y Maldonado, 1990; Nelson, 1990). El aporte de sedimento procedente del margen balear es mucho menos significativo desde el punto de vista volumétrico, teniendo en cuenta que en este margen no ha habido nunca grandes cursos fluviales.

Independientemente de los cambios de nivel del mar, los procesos autocíclicos serían otro factor a tener en cuenta en las aportes adicionales de volúmenes de sedimento. Un buen ejemplo de ello está representado por el Canal tributario colgado de Hirta (Alonso et al., 1985). Este valle ha quedado colgado por la sobreexcavación del eje del Canal de Valencia quizá debida a flujos gravitativos confinados (ejemplo: flujos turbidíticos, flujos de derrubios), que además, podrían haber favorecido la inestabilidad de las paredes del canal. La erosión lateral del Canal de Valencia, junto con la erosión retrogresiva representan procesos que habrían contribuido a su sobreexcavación. Un ejemplo del desarrollo de estos procesos en los márgenes del Canal de Valencia se encuentra cerca de su unión con el Cañón del Foix.

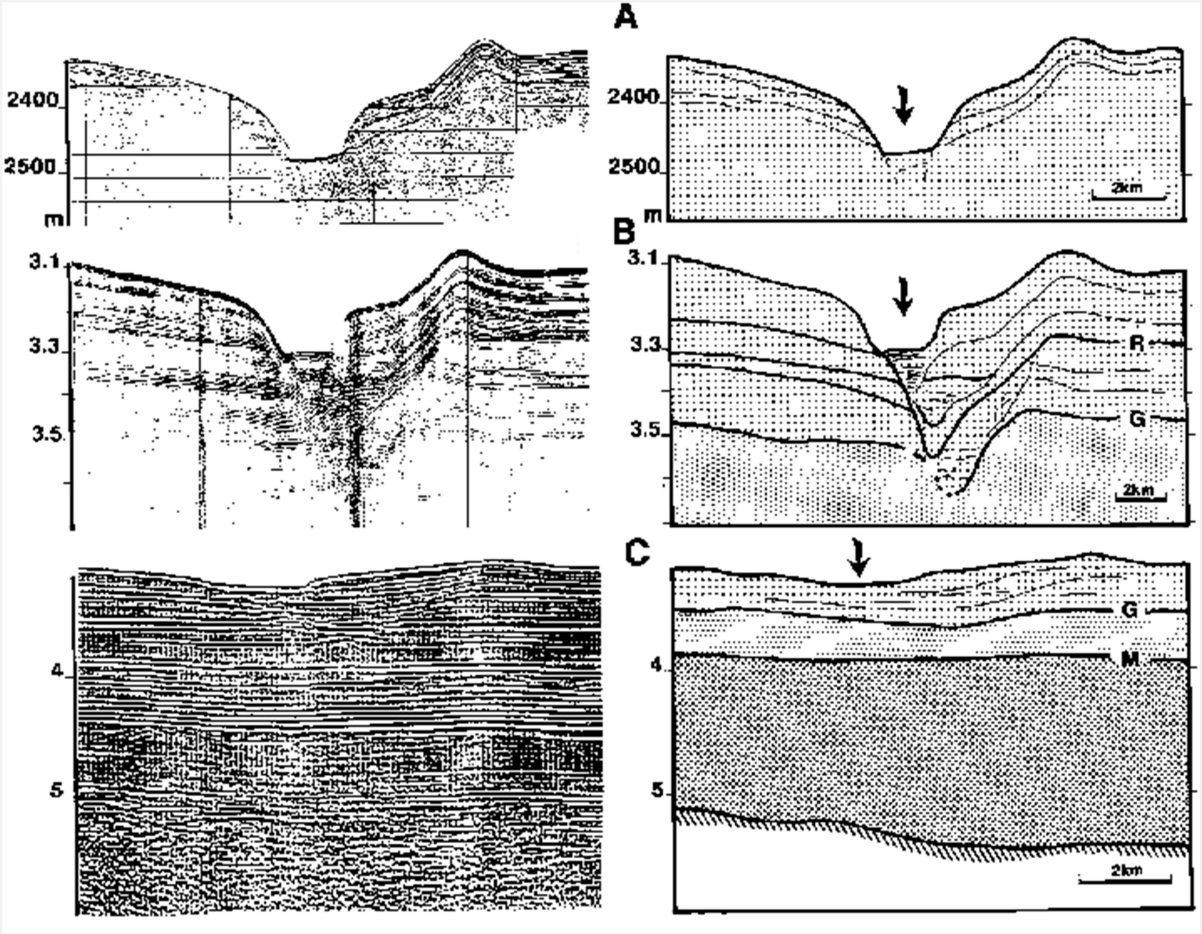


Fig 4. Características morfosedimentarias y estructura sedimentaria del curso inferior del Canal de Valencia: A) Perfil sísmico de 3,5 kHz; B) Perfil sísmico monocanal de "sparker; y C) Perfil sísmico de multicanal. Nótese las diferentes fases de erosión y relleno del Canal de Valencia. Leyenda en la Figura 2

Finalmente, otro factor a tener en cuenta en el desarrollo del Canal de Valencia es la tectónica. Este factor parece tener un efecto local en los cambios de dirección de Canal de Valencia y en algunos de sus rasgos morfológicos. El aparente rejuvenecimiento del Canal de Valencia al inicio de su curso inferior, en la zona de intersección con el Cañón del Foix, está relacionado con la tectónica. Este rejuvenecimiento podría estar favorecido por un aumento de la actividad erosiva inducida por un aumento del gradiente axial en respuesta a fenómenos tectónicos. Así lo sugieren tanto la presencia de un afloramiento volcánico, como la propia intersección con el Cañón del Foix, cuya trayectoria tiene un origen tectónico condicionado por la presencia de una factura de dirección NNE-SSO (Alonso et al., 1984; Medialdea et al., 1986). Un control tectónico sobre la actividad erosiva de los flujos gravitativos ha sido también interpretado en el curso inferior del Canal Medio-Oceánico de Surveyor (Ness y Kulm, 1973), y en el Canal Medio-Oceánico de Maury que intersecta con la fractura de Gibbs (Cherkis et al., 1973).

En resumen, se concluye que los principales factores que han controlado los procesos de erosión y sedimentación en el Canal de Valencia y sus márgenes adyacentes (ibérico y balear) son las fluctuaciones relativas del nivel del mar, los cambios de los aportes sedimentarios y la intensidad y frecuencia de los procesos de inestabilidad sedimentaria. Localmente, la tectónica es otro factor a considerar. Por otra parte, las características morfosedimentarias del Canal de Valencia pueden ser consideradas como equivalentes a las de los valles submarinos conocidos en la literatura como canales medio-oceánicos.

Referencias

Canal de Valencia: Bibliografía

A.G.I.(American Institute of Geology). 1972. Glossary of Geology. AGI, Washington D.C. USA, 805 pp.

Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., Giró, S., Maldonado, A., Vázquez, A., 1984. Cañones submarinos del margen catalán meridional: morfología y evolución. I Congreso Español de Geología, Segovia, Spain (abstract), pp. 301-311.

Alonso, B., Kastens, K.A., Maldonado, A., Malinverno, A., Nelson, C.H., O'Connell, S., Palanques, A., Ryan, B.W.F., 1985. Morphology of the Ebro fan valleys from SeaMARC and Sea Beam profiles. Geo-Mar. Lett. 5, 141-148.

Alonso, B., Maldonado, A., 1990. Late Quaternary sedimentation of the Ebro turbidite systems (North-western Mediterrranean): Two styles of deep-sea deposition. Mar. Geol. 95, 353-377.

Alonso, B., Field, M., Gardner, J., Maldonado, A., 1990. Sedimentary evolution of the Pliocene and Pleistocene Ebro margin, north-eas-tern Spain. En: Nelson, C.H., Maldo-nado, A., (Eds.), The Ebro Margin. Mar. Geol. 95, 313-331.

Alonso, B., Canals, M., Palanques, A., Rehault, J.P., 1995. A deep-sea cha-nnel in the northwestern Mediterranean Sea: Morphosedimentary evolution of the surroundings. Mar. Geophy. Res. 17, 469-484.

Alonso, B., Comas, M.C., Ercilla, G., Palanques, A., 1996. Textural and mineral composition of Cenozoic sedimentary facies off the Western Iberian Peninsula, Sites 897, 898, 899, and 900. En: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G., (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 149, 741-754.

Alla, G., Dessolin, D., Leenhart, O., Pierrot, S., 1972. Données du sondage contiune concernatn la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée nord-occidental. En: Stanley, D.J., (Ed.), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa, pp. 471-481.

Baker, E.T., 1976. Temporal and spatial variability of the bottom nepheloid layer over a deep-sea fan. Mar. Geol. 21, 67-79.

Bernet, S., Canals, M., Alonso, B., Loubrieu, B., Cochonat, P., the BIG-95 and CALMAR 97 shipboard parties, 1999. Recent slope failures and mass-

movements in the NW Mediterranean Sea. En: Ollier, G., Cochonat, P., Mendes, L., (Eds.), Seafloor Characterization/Mapping Including Swath Bathymetry, Side-Scan Sonar And Geophysical Surveys. Third Eurpean Marine Science and Technology Conference. Session Report. EU, Lisboa, 111-126 pp.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology Of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach To Facies Interpretations. Elsevier Publishing Co. Amsterdam, pp. 168.

Canals, M., Got, H., 1986. La morphologie de la pente continental du Golfe du Lion: une résultante structuro-sédimentaire. Vie et Melieu 36(3), 153-163.

Canals, M., Alonso, B., Ercilla, G., Farrán, M., Sorribas, J., Baraza, J., Calafat, A.M., Casamor, J.L., Estrada, F., Masson, D., Pérez-Belzuz, F., Prieto, M.J., Rojo, P., 1996. Dinámica de canales submarinos del talud y el glacis continental del Ebro (Mediterráneo-Noroccidental) a partir de imágenes acústicas de alta resolución. Geogaceta 20 (2), 363-366.

Carter, R.M., 1975. A discussion and classifacation of subaqueous mass-transport with particular appliaction to grain-flow and fluxoturbidites. Earth Sc. Rev. 11, 145-177.

Carter, T.G., Flanagan, J.P., Jones, C.R., Marchant, F., Murchison, R.R., Rebman, J.B., Sylvester, J.C., Whitney, J.C., 1972. A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea. En: Stanley, D.J., (Ed.), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Dwoden Hutchison & Ross, Inc. Stroubourg, p. 1-23.

Carter, R.M., 1988. The nature Valencia Channel and its and evolution of deep-sea channel systems. Basin Res. 1, 41-54.

Carter, R.M., Carter, L., 1992. Seismic imaging of Pleistocene deep-sea cyclothems: Implications for sequence stratigraphy. Terra Nova 4, 682-692.

Cherkis, N.Z., Fleming, H.S., Feden, R.H., 1973. Morphology and structure of Maury channel, northeast Atlantic Ocean. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 1601-1606.

Cita, M.B., Ryan, W.B.F., Kidd, R.B., 1978. Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments of the Mediterranean and geodynamic of their change. En: Montardet, K.J., et al., (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project 42, Part I, Government Printing Office, Washington D.C. pp. 991-1002.

Emery, K.O., Milliman, J.D., 1976. Suspended matter in surface waters: influence of river discharge and upwelling. Sedimentology 25, 125-140.

Escutia, C., Maldonado, A., 1992. Palaeogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia Trough, northwestern Mediterranean Sea. Tectonophysics 203, 263-284.

Farré, J.A., Mc.Gregor, B.A., Ryan, W.B.F., Robb, K.M., 1983. Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in

submarine canyon evolution. En: Stanley, D.J., Moore, G.T., (Eds.), The Shelfbreak: Critical Interface On Continental Margins. Soc. Eco. Paleont. Min. Sp. Publ. 33, 25-39.

Farrán, M., Maldonado, A., 1990. Seismic-stratigraphy of Plio-Qua-ternary Ebro shelf deposits. En: Nelson, C.H., Maldonado, A., (Eds.), The Ebro Margin. Mar. Geol. 95, 289-312.

Field, M.E., Gardner, J., 1990. Plio-Pleistocene growth of the rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding slope model. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 721-733.

Got, G., Stanley, D.J., 1974. Sedimenta-tion in two Catalonian canyon, north-western Mediterranean. Mar. Geol. 16, M91-M100.

Griggs, G.B., Kulm, L.D., 1970. Origin and development of Cascadia deep-sea channel. J. Geophys. Res. 78, 6325- 6339.

Heezen, B.C., Johnson, A.S., Hollister, C.D., 1969. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Canyon. Can. J. Earth Sci. 6, 1441-1453.

Lefevbre, D., 1980. Evolution morpho-logique et structural du Golfe de Lion. Essai de traitement statistque des donneés Ph.D. Thesis. Paris, France, The University of Pierre et Marie, 163 pp.

Lowe, D.R., 1979. Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. Soc. Econ. Paleon. Min. Sp. Publ. 27, 75-82.

Maldonado, A., Got, H., Monaco, A., O'Connell, S., Mirabile, L., 1985. Valencia Fan (North-western Mediterranean): Distal deposition fan variant. Mar. Geol. 62, 295-319.

Maillart, A., Mauffret, A., 1993. Structure et volcanisme de la fosse problems of application to natural flows and deposits. Soc. Econ. Paleont. Min. Sp. Publ. 27, 75-82.

Mauffret, A., 1979. Etude géodynamique de la marge des Illes Baléares. Mem. Soc. Geol. Fr. LVI (132), 1-96.

Medialdea, J., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., Giró, S., Vázquez, A., Sainz, E., 1986. Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes, Escala 1: 200.000. Tortosa-Tarragona, Hojas 41-42, pp. 78.

Morgenstern, N.R., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. En: Richards, A.F., (Ed.), Mar. Geothec. University of Illinois. Press, Urbana, USA , pp. 89-220.

Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., Edwards, B.D., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrast in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor system. Soc. Econ. Petrol. Minerl. Publ. 27, 61-73.

Nelson, C.H., 1990. Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain. En: Nelson, C.H., Maldonado, A., (Eds.), The Ebro Margin. Mar. Geol. 95, 395-418.

Ness, G.E., Kulm, L.D., 1973. Origin and development of Surveyor deep-sea channel. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 3339-3354.

O'Connell, S., Alonso, B., Kastens, K.A., Maldonado, A., Malinverno, A., Nelson, C.H., Palanques, A., Ryan, B.W.F., 1985. Morphology and evolu-tion of a mid-ocean channel, the Valencia Valley (NW Mediterranean). Geo-Mar. Lett. 5, 149-157.

Palanques, A., Maldonado, A., 1985. Sedimentología y evolución del valle-abanico de Valencia (Mediterráneo Nor-occidental). Acta Geol. Hisp. 20 (1), 1- 19.

Palanques, A., Alonso, B., Farrán, M., 1994. Progradation and retreat of the Valencia fanlobes controlled by sea level changes during the Plio-Pleistocene (North-western Mediterra-nean). Mar. Geol. 117, 195-205.

Palanques, A., Kenyon, N.H., Alonso., B., Limonov, A., 1995. Erosional and depositional patterns in the Valencia Channel mouth: An example of a modern channel-lobe transition zone. Mar. Geophys. Res. 17, 503-517.

Piper, D.J.V., 1978. Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. En: Stanley, D.J., Kelling, G., (Eds.), Sedimentation In Submarine Canyons, Fans And Trenches. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa, pp. 163-176.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Sttadner, H., Wezel, F.C., 1973. Valencia trough-site 122. En: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., (Eds.,), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project XIII (I), Government Printing Office, pp. 91-110. W.B.F., Cita, M.B., ,

SOME RIGHTS RESERVED

licencia de Creative Commons. **Dept. de Geología Marina (Institut de Ciencies del Mar)-CSIC**