

Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales

Changes in littoral dynamics and sea level in southern Iberia and Canary Islands during the Holocene

C. Zazo (*), C.J. Dabrio (**), J.L. Goy (***), T. Bardají (****), B. Ghaleb (*****), J. Lario (*), M. Hoyos (*), Cl. Hillaire-Marcel (****), F. Sierro (***), J.A. Flores (***), P.G. Silva(***), F. Borja (*****)

(*) Dpto. Geología, Museo Nal. CC. Naturales, CSIC, 28006 Madrid

(**) Dpto. Estratigrafía, Fac. Geología, UCM, 28040 Madrid

(***) Dpto. Geología, Fac. Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca

(****) Dpto. Geología, Fac. Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares (Madrid)

(*****) GEOTOP, Universidad de Quebec à Montreal, Canada

(*****) Area de Geografía Física, Fac. Humanidades, Univ. de Huelva, 21007 Huelva.

ABSTRACT

The interaction between global factors ("global" glacio-eustatic sea-level rise) and regional factors (tectonic trend, oceanographic factor) is analyzed in different areas of the Iberian and Canary Island littoral. Sea-level changes and climatic variations are stated for the Mediterranean and Atlantic littorals, with different tidal ranges and tectonic trends. Different stages can be envisaged in the coastal evolution of almost all the analyzed areas from the beginning of Holocene (10.000 BP): at ca. 7.000 BP (Flandrian maximum) with a change from open estuaries to aggradational processes (Cádiz Gulf, subsiding area), basal peat (Valencia Gulf, subsiding area) and development of microcliffs (Mediterranean uplifting areas). From 7,000 to 2,700 BP a first progradation phase with development of spit bars took place in the mediterranean uplifting areas, whilst in the atlantic subsiding one starts the aggradation processes in the formerly open estuaries, an also from ca. 4,000 BP development of spit-bar system. A second progradation phase of the spit bars systems occurs between 2,400 and 500 BP both in Almería and Cádiz Gulf, where a change from aggradation to progradation takes place in the estuary environments, and with a change in the direction of longshore drift (Mediterranean) and prevailing winds (both areas) at ca. 2,400 BP. At ca. 1,200 BP a sudden paleogeographic change took place in estuary environments. From 500 BP up to now a marked increase of coastal progradation in all littorals is observed. Climatic interpretations led to correlate anticyclonic conditions (as it happened during Little Ice Ages) with the growing of spit bar systems and progradation, while low pressure conditions (as during Medieval Warm Period) coincides with no progradation. In the Canary Islands, the development of storm ridges at ca. 3,500 BP can be correlated with an intensification of trade winds.

Key words: Southern Iberia; Canary Islands; Holocene; sea-level changes; climate; aggradation-progradation; longshore drift-prevailing winds.

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1679-1682
ISSN: 0213683X

Introducción

Los Proyectos del PICG nºs 61 (1978-1982), 200 (1983-1987) y 274 (1988-1993) tuvieron como objetivo fundamental el análisis de los cambios costeros a lo largo del Cuaternario. El primero de ellos partía de la idea de que era posible confeccionar una curva del nivel del mar "global"; el segundo supuso un enorme avance al concluir que no existe una curva global del nivel del mar, sino que las variaciones del nivel de los océanos están influenciadas por factores globales, regionales y locales que actúan en diferente escala temporal y espacial. Una vez admitido esto, el

Proyecto 274 presentó como objetivos el modelizar cambios costeros en diferentes escenarios litorales durante los últimos 200 ka, la puesta al servicio de los países en vías de desarrollo, de laboratorios para dataciones de ¹⁴C (gratuitas) permitió el tener datos cronológicos más concretos y por consiguiente una mayor resolución en la cuantificación de los procesos. España se vió beneficiada de dicho servicio.

El Proyecto actual (P.367, 1994-1998) "Late Quaternary coastal records of rapid change: applications to present and future conditions" tiene como objetivo analizar los cambios y efectos que producen sobre el area

costera los eventos cortos y su periodicidad, si es que existe, desde los cambios que se producen en segundos (terremotos) hasta los que se producen en miles de años. Teniendo como escala temporal el límite basal del Último Interglaciario.

El trabajo que aquí se presenta es una síntesis de la evolución de los litorales en el sur de Iberia durante los últimos 10.000 años, en un sector que por sus condiciones geodinámicas (tectónica, área de conexión Atlántico-Mediterráneo) muestra como los factores regionales se imponen fuertemente a los factores globales ampliamente admitidos. La comparación con algunos datos de las Islas

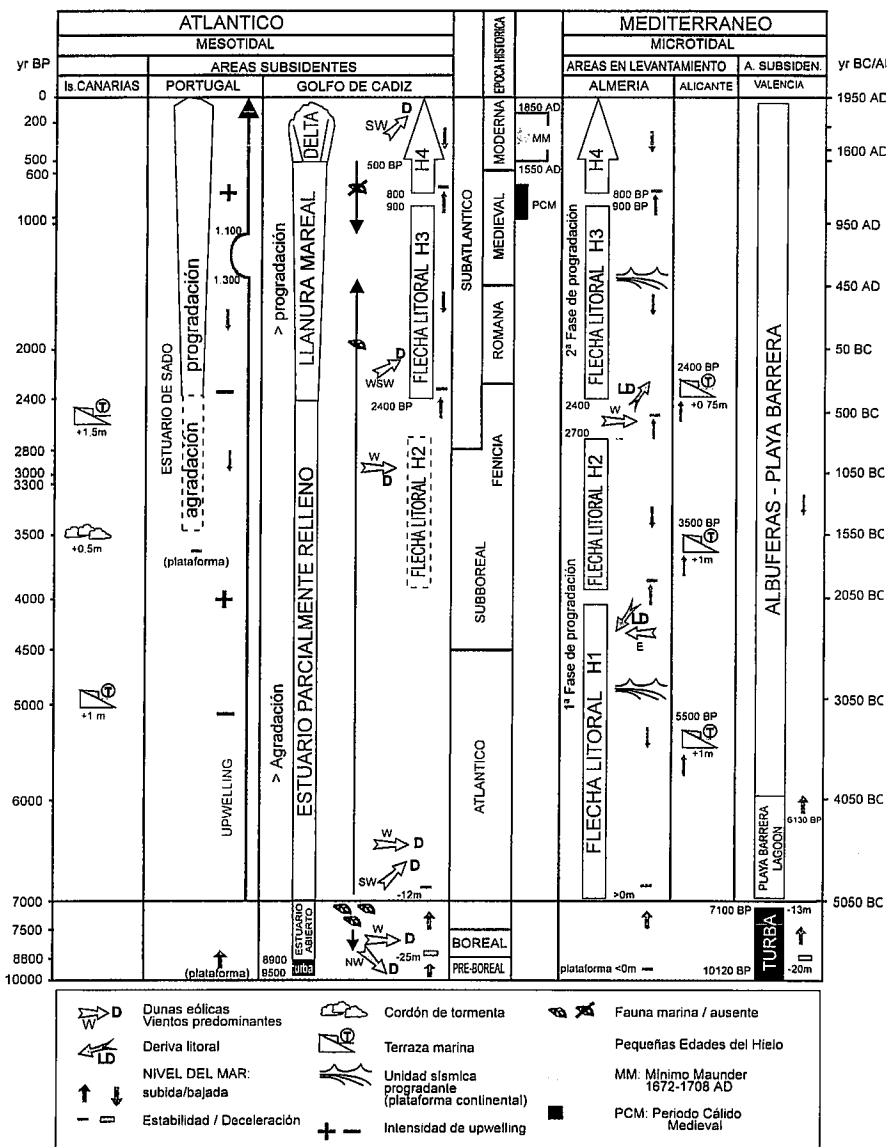


Fig. 1.- Síntesis de la evolución de la línea de costa en el Sur de Iberia e Islas Canarias en diferentes contextos geodinámicos durante el Holoceno. Datos de Portugal de Dias y Boski, 1995; Datos de upwelling de Soares, 1993; Datos de Sado de Ptusy y Moreira, 1993; Datos de la plataforma de Almería de Hernández Molina *et al.*, 1995; Datos del Golfo de Valencia de Viñals y Fumanal, 1995)

Fig. 1.- Synthesis of the coastline evolution in southern Iberia and Canary Island during the Holocene, within different tectonic settings. Data of Portugal (after Dias & Boski, 1995); Data of upwelling (Soares, 1993); Data of Sado (Ptusy & Moreira, 1993); Data of the shelf of Almeria (after Hernández Molina *et al.*, 1995); Data for the Gulf of Valencia (after Viñals & Fumanal, 1995).

Canarias permite observar algunos desfases no solo cronológicos sino de eventos climáticos.

Los paleoambientes costeros al inicio del Holoceno (ca. 10.000 a BP)

La subida glacio-eustática general del nivel del mar sufrió una deceleración alrededor de los 10.000 años BP (Fig. 1) que se registra en todos los litorales del Sur de Iberia. En la costa Mediterránea sobre los depósitos de la

goon se inició el desarrollo de un depósito de turba (Viñals y Fumanal, 1995). En la costa atlántica (Golfo de Cádiz) los depósitos de turba se instalaron sobre los sedimentos correspondientes a los ambientes de llanuras mareales (Dabrio *et al.*, 1995 a, Goy *et al.*, 1995).

En la plataforma portuguesa (Dias y Boski, 1995) se detecta una rápida subida del nivel del mar del orden de 40m, entre 10.000 y 8.000 años BP. Esta rápida subida se registra en nuestras costas mediterráneas por la migra-

ción rápida hacia tierra del nivel de turba, entre los 10.120 y los 7.100 años BP (Viñals y Fumanal, 1995), que va siendo cubierto progresivamente por depósitos de lagoon y playeros. En los sondeos de los estuarios del litoral atlántico (Dabrio *et al.*, 1995 a; b), los sedimentos y el contenido faunístico registran un medio de estuario abierto entre 9.000 y 7.000 a BP, con gran abundancia de foraminíferos bentónicos (varias especies de *Miliolidos*) y contemporáneamente gran disminución de especies tales como *Haynesina germanica* (Terquem) y *Elphidium excavatum* (Ehrenberg), este contraste es muy acusado entre ca 8.000 y 7.000 BP.

El máximo eustático Holoceno (ca. 7.000 BP)

La máxima subida general glacio-eustática se registra en el Sur de Iberia a ca. 7.000 BP (Zazo *et al.*, 1994 a). En las costas atlánticas del Golfo de Cádiz, los estuarios abiertos alcanzaron su máximo desarrollo y los depósitos playeros se sitúan siempre a cotas por debajo del actual nivel del mar (Fig. 1). En las costas mediterráneas con tendencia a la elevación, un microacantilado con un socave situada a + 1m, marca el máximo transgresivo.

Cambios en la línea de costa entre los ca. 7.000 BP y 2.700 BP

A partir del máximo eustático holoceno (máximo Flandriense) el nivel del mar experimentó una serie de oscilaciones que en general se mantienen muy próximas al nivel actual del mar.

En el sur de Iberia, en las costas con tendencia a la elevación (2cm/ka), con una morfología costera adecuada y en zonas próximas a la fuente de aporte de sedimentos a la costa, se inicia el desarrollo de la primera fase de progradación costera (entre ca. 7.000 BP y 2.700 BP) representada por el desarrollo de sistemas de flechas litorales, constituidas en general por dos grandes flechas (H1 y H2) separadas por un *gap* (hiato) sedimentario a ca. 4.000 BP (Zazo *et al.*, 1994 a; 1994 b; Lario *et al.*, 1995), (Figs. 1 y 2).

En las costas con tendencia a la elevación, pero con tasa mayor de 2cm/ka se desarrollan dos terrazas marinas situadas en cotas muy próximas (+ 1m). Las dataciones realizadas hasta el momento dan edades de 5.500 y 3.500 BP, de más antigua a más moderna respectivamente.

En el litoral atlántico dominan los procesos de agradación vertical sobre los de progradación costera, siendo la fase de relleno de los estuarios (Goy *et al.*, 1995). Hacia los ca. 4.000 BP comienzan a desarrollarse los sistemas de las flechas, pero de este episodio sólo se con-

servan algunos vestigios.

Los datos de la plataforma del litoral portugués (Dias y Boski, 1995) y del estuario del Sado (Pusy y Moreira, 1993) sugieren que el nivel actual del mar se alcanzó entre los 5.000 y los 3.000 años BP en el primer caso y entre los 3.500 y 2.500 BP en el segundo.

En las Islas Canarias orientales (Fuerteventura y Lanzarote) los depósitos más antiguos de playa holocenos han sido encontrados en Lanzarote, donde se intercalan con las lavas procedentes del volcán Coronas; las dataciones llevadas a cabo dan una edad de ca. 5.000 años BP (Hoyos *et al.*, 1995). Un *beach rock* (playa cementada prematuramente) constituido por bloques angulosos, que en la costa Norte de Lanzarote conserva la morfología de un cordón litoral, ha sido datado en ca. 3.500 BP. Este depósito en Fuerteventura se interpreta como formado durante una época de intensificación de los temporales.

Cambios en la línea de costa entre los ca. 2.400 BP y 500 BP

El *gap* sedimentario entre ca. 2.700 y 2.400 BP, que separa las dos fases de progradación de los sistemas de flechas, es contemporáneo (Fig. 1) con un cambio en la dirección de la deriva litoral y de los vientos, en el sector mediterráneo (Goy *et al.*, 1986), y también con el cambio de dirección de los vientos predominantes en el litoral atlántico (Borja y Díaz del Olmo, 1995).

Los paleoambientes costeros sufren un cambio radical independientemente del contexto geodinámico en el que se sitúe el sector costero analizado, los procesos de progradación dominan sobre los de agradación vertical (Figs. 1 y 2). En los estuarios parcialmente rellenos comenzaron a desarrollarse extensas llanuras mareales y las antiguas albuferas empezaron a transformarse en zonas pantanosas dentro de amplias llanuras aluviales. Es el inicio de la segunda fase de progradación (Zazo *et al.*, 1994 b; Lario *et al.*, 1995) de los sistemas de isla barrera-lagoón, aflorante tanto en las costas atlánticas como en las mediterráneas, un *gap* sedimentario entre ca. 900 y 800 BP, separa las dos unidades de flechas (H3 y H4) que constituyen esta segunda fase.

En los sondeos llevados a cabo en las marismas del Guadalquivir se detecta un drástico empobrecimiento y diversidad en la microfaua marina a ca. 1.200 BP, contemporáneo a un cambio en el tamaño de grano de los sedimentos (Lario *et al.*, 1996).

En las Islas Canarias (Fuerteventura) una terraza marina a +1,5m sin cementar, con abundante fauna y con una matriz limosarosa se ha datado en ca. 2.500BP (Fig. 1).

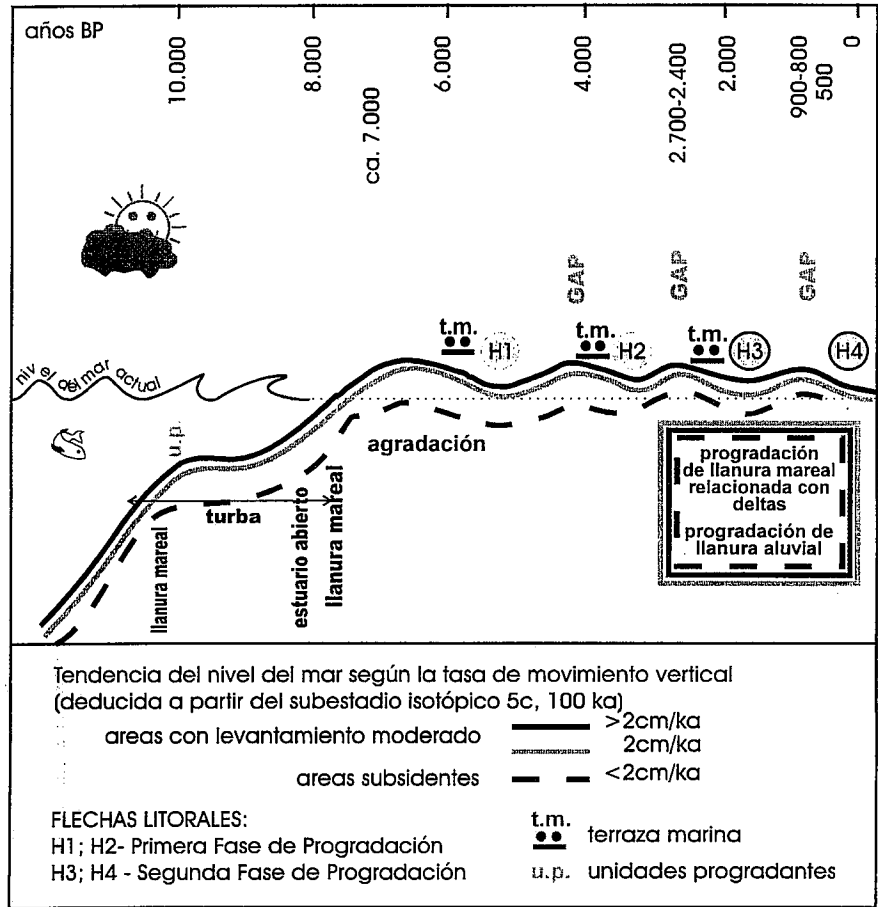


Fig. 2.- Distribución de las Unidades morfosedimentarias holocenas según las tendencias tectónicas y del nivel del mar, en el litoral atlántico-mediterráneo.

Fig. 2.- Distribution of the Holocene morphosedimentary units after tectonic and sea-level trends, on the atlantic-mediterranean littoral.

Cambios en la línea de costa desde 500 BP

Gran aumento en la progradación costera tanto en los sistemas de flecha - llanura mareal, como en las de estuario - deltas. La progradación en ambos casos es del orden de 8m/año, siendo especialmente prominente durante los siglos XVI, XVII y especialmente XVIII. Datos de radiocarbono e históricos avalan estas fechas (Zazo *et al.*, 1994 b; Lario *et al.*, 1995).

Evolución de la costa en relación con el nivel del mar, tectónica y clima

La subida "global" glacio-eustática posterior a los ca. 18.000 a.BP, sufrió una deceleración a ca. 10.000 BP que se traduce en el desarrollo de los niveles de turba que se instalan sobre llanuras mareales (litoral atlántico) o sobre depósitos de lagoón (litoral mediterráneo). A partir de este momento el nivel del mar continúa subiendo rápidamente hasta los ca. 7.000 BP. Esta subida se registra por la migra-

ción hacia tierra de los depósitos turbosos que han quedado cubiertos por sedimentos de lagoón-albufera (en el litoral mediterráneo) y por depósitos de estuario con amplia conexión marina (litoral atlántico). El gran aumento de foraminíferos bentónicos y muchas especies de *Miliolidos*, junto con la fuerte disminución de *Haynesina germanica* (Terquem) y *Elphidium excavatum* (Ehrenberg) entre ca. 8.000 y 7.000 BP reflejan la más fuerte ingresión marina registrada en los sondeos del litoral atlántico.

A partir de los 7.000 BP una vez alcanzado el máximo transgresivo, comienzan a desarrollarse los sistemas de flechas litorales aflorantes de la costa mediterránea, durante el *still stand* (parada del nivel del mar) con ligero descenso del nivel del mar.

Las dos fases de progradación detectadas: entre 7.000 y 2.700 BP la más antigua, con un *gap* sedimentario a ca. 4.000 BP, y la más moderna, entre 2.400 BP y el presente, con un *gap* sedimentario entre ca. 900 y 800 BP, son interpretadas como oscilaciones ne-

gativas que siguen inmediatamente a un *highstand* (alto nivel del mar), desarrollo de flechas (H) y oscilaciones positivas: *gap* sedimentario, del nivel del mar.

Las terrazas marinas son interpretadas como oscilaciones positivas del nivel del mar, y por consiguiente deberían coincidir con los *gaps* sedimentarios de los sistemas de flechas litorales. Sin embargo, con los datos que se tienen hasta el momento existe un cierto desfase (Figs. 1 y 2).

Las dos fases de progradación que se observan en la costa han sido también reconocidas en la plataforma (Hernández Molina *et al.*, 1995) como dos subunidades sísmicas progradantes.

Con relación al clima, un mayor aporte de sedimentos a la costa sucede en nuestros días durante los eventos de "gota fría" (períodos cortos con fuertes lluvias) durante el período seco. Es decir, en condiciones anticiclónicas, cuando al mismo tiempo hay mayor entrada de Agua Atlántica Superficial en el Mediterráneo (actualmente en verano). Por consiguiente, el crecimiento de las flechas litorales está favorecido en condiciones anticiclónicas (Zazo *et al.*, 1994). El "Período Cálido Medieval" (medieval Warm Period), coincide en nuestros litorales con una época de no progradación, es decir con condiciones de bajas presiones. Las Pequeñas Edades de Hielo (Little Ice Ages) coinciden en nuestros litorales con épocas de fuerte progradación, es decir, durante condiciones anticiclónicas. En la plataforma portuguesa se detecta una gran transferencia de sedimentos en este mismo período (Días y Boski, 1995).

Los mayores cambios en los parámetros climáticos que se han registrado en el litoral del sur de Iberia, que han dado origen a cambios en los procesos de la dinámica litoral, ocurren hacia los 2.400 BP con cambios en la dirección de los vientos dominantes y en la dirección de la deriva litoral, predominio de los procesos de progradación frente a los de

agradación. En las Islas Canarias (Fuerteventura y Lanzarote) a ca. 3.500 BP se registra un mayor aumento de los temporales fundamentalmente en las costas orientales y septentrionales, que podría estar relacionado con una mayor intensificación de los vientos alisios.

En el sector atlántico de Iberia, un cambio paleogeográfico importante ocurre a ca. 1.200 BP en los estuarios. El contenido faunístico de los sedimentos y el tamaño de grano de los mismos, sugieren un aislamiento fuerte del mar abierto, con predominio a partir de este momento de los procesos fluviales frente a los marinos.

En la costa portuguesa, los estudios llevados a cabo sobre el fenómeno de *upwelling* (Soares, 1993) durante el Holoceno registra un cambio muy claro entre 1.300 y 1.100 a BP cuando el *upwelling* se intensifica, siendo similar al presente, al igual que ocurrió a ca. 4.000 BP. Estos cambios sugieren cambios en los parámetros climáticos coetáneos.

Gran progradación costera ca. 500 BP

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto EV5V-CT94-0445 de la Unión Europea así como por los Proyectos de la DGI-CYT PB92-0023 y PB92-282 y por la Research Fellowship EV5V-CT94-5443. Forma parte de la Shorelines Commission de INQUA y del Proyecto 367 del IGCP.

Referencias

- Borja, F. and Díaz del Olmo, F. (1995): *Congreso Paleoambientales cuaternarios de la Península Ibérica*, Santiago de Compostela, Octubre 1995. *Abstract*.
- Dabrio, C.J.; Lario, J.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Gonzalez, A.; Borja, F. (1995a): *INQUA MBSS Subc.*, Newsletter, 17, 19-22.
- Dabrio, C.J.; Lario, J.; Goy, J.L.; Zazo, C. (1995b): *Reunión Monográfica sobre el Cambio de la costa: los sistemas de Rías* (Vigo, España, Sept. 1995). *Res. Com.* 45-50.
- Días, A. y Boski, T. (1995): *IGCP Project 367, 11nd Annual Meeting* (Antofagasta, Chile, Nov, 1995), *Abstract* 29-30.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Hillaire-Marcel, Cl. (1986): *Edit. de l'Orstom, Coll. Travaux et Documents*, 197, 169-171.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Lario, J.; Borja, F.; Sierro, F.J.; Flores, J.A. (1995): *IGCP Project 367, 11nd Annual Meeting* (Antofagasta, Chile, Nov, 1995), *Abstract* 37-38.
- Hernández-Molina, F.J.; Somoza, L.; Vázquez, J.T.; Rey, J. (1995): *Geogaceta*, 18, 79-82.
- Hoyos, M.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, Cl.; Ghaleb, B. (1995): *XIV INQUA International Congress*, (Berlín, Agosto 1995). *Abstract* 116
- Lario, J.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Somoza, L.; Goy, J.L.; Bardají, T.; Silva, P.G. (1995): (B. Core, ed.) *Holocene cyclic pulses and sedimentation. Journal of Coastal Research*, Special Issue, 17, 201-205.
- Lario, J.; Zazo, C.; Plater, A.J.; Goy, J.L.; Borja, F. (1996): *28^{ème} Congrès International de Géographie*, La Haye, Août, 1996
- Ptusy, N. y Moreira, A. (1993): *3^a Reunión de Cuaternario Ibérico* (Coimbra, Portugal, Sept. 1993). *Resúmenes*
- Soares, M. (1993): *3^a Reunión de Cuaternario Ibérico* (Coimbra, Portugal, Sept. 1993). *Resúmenes*.
- Viñals, M.J. y Fumanal, M.P. (1995): *Quaternary International*, 29/30, 119-128.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Dabrio, C.J.; Belluomini, G.; Improta, S.; Lario, J.; Bardají, T.; Silva, P.G. (1994a): *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933-945.
- Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Lezine, A.M.; Faure, H.; Dabrio, C.J.; Somoza, L.; Borja, F. (1994b): *1st Int. Meeting IGCP Project 367 on "Late Quaternary Coastal Records of Rapid Changes. Abstracts"*. Scotland, Sept. 1994.